

Géologie du front septentrional des Pyénées au Nord de St. Giron (Ariège).

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung

der philosophischen Fakultät

der Universität Basel

vorgelegt von

Rudolf Buxtorf

aus Basel.

**Toulouse/Basel
1930**

Géologie du front septentrional des Pyrénées au Nord de St. Girons (Ariège).

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung

der philosophischen Fakultät

der Universität Basel

vorgelegt von

Rudolf Buxtorf

aus Basel.

□

Toulouse/Basel

1930

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der philosophischen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren CH. JACOB, Paris, und AUGUST BUXTORF, Basel.

Basel, den 5. Juli 1929.

Prof. Dr. G. Senn, Dekan.



Separatabdruck aus „Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse“, tome LIX 1er fascicule 1930.

GÉOLOGIE
DU
FRONT SEPTENTRIONAL DES PYRÉNÉES



Digitized by the Internet Archive
in 2026

GÉOLOGIE .

DU FRONT SEPTENTRIONAL DES PYRÉNÉES

AU NORD DE SAINT-GIRONS (Ariège)

Par Rudolf BUXTORF.

SOMMAIRE

	Pages
Préface.....	3
Bibliographie.....	4
Introduction.....	7
Stratigraphie, paléontologie et pétrographie.....	10
1. PRIMAIRE.....	10
2. TRIAS.....	13
3. JURASSIQUE.....	20
a) Infralias et Lias, 20; b) Jurassique moyen, 23.	
4. CRÉTACÉ INFÉRIEUR.....	24
a) Faciès du massif de Milhas, 24; b) Faciès du massif de l'Arize, 25; c) Crétacé inférieur de la « zone cénomaniennne », 27.	
5. CRÉTACÉ SUPÉRIEUR.....	28
a) Cénomanien, 28; b) Campanien et Maestrichtien, 38; c) Danien, 42.	
6. NUMMULITIQUE.....	43
a) Montien, 43; b) Thanétien, 45; c) Sparnacien, Yprésien et Lutétien, 46.	
7. NÉOGÈNE.....	49
8. QUATERNAIRE.....	50
Tectonique.....	51
1. PETITES PYRÉNÉES.....	51
a) La série méridionale, 52; b) L'aire synclinale de Mazères-Lacoste, 55.	
2. ZONE CÉNOMANIENNE.....	62
a) Cénomanien Nord, 62; b) Massifs primaires et écailles de Baup, 64; c) Cénomanien Sud, 76.	

3. AFFLEUREMENTS DE TRIAS LE LONG DU CONTACT ANORMAL ENTRE LES PETITES PYRÉNÉES ET LA ZONE CÉNOMANIENNE....	85
a) Trias de Salies-du-Salat, 85; b) Trias de Bourjaquet, 87; c) Trias du Laouin, 87; d) Trias de Betchat, 87; e) Trias de Latour-Fatet, 91; f) Trias de Belloc-Ussau, 92; g) Trias de Soumet-d'en-Bas, 92; h) Trias et Infralias de Bedeille, 92; i) Trias de la Pelade, 93; j) Trias de Barjac, 93; k) Trias de Guilloumets, 94; l) Trias de Lafitte, 94; m) Trias de Gausseran, 95.	
4. TERRAINS SECONDAIRES DE LA COUVERTURE DU MASSIF DE L'ARIZE.	95
a) Anticlinal de Bergerat, 96; b) Synclinal de Hajole, 97; c) Anticlinal de Seille, 97; d) Anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan, 98; e) Affleurements isolés du bord Nord du massif de l'Arize entre Roquelaure et Mercenac, 104; f) Complexe de Bonrepaux, 105; g) L'Albien entre Caumont et Prat, 108; h) La géologie du sous-sol de la vallée du Salat entre Taurignan-Castet et Lacave, 109.	
5. TERRAINS SECONDAIRES DE LA COUVERTURE DU MASSIF DE MILHAS.	110
6. LES TROIS PRINCIPAUX CONTACTS ANORMAUX.	111
a) Le contact anormal entre les Petites Pyrénées et la zone cénomaniennne, 112; b) Le contact anormal entre la zone cénomaniennne et les terrains secondaires de la couverture du massif de l'Arize, 114; c) Le contact anormal mettant en présence d'un côté les terrains secondaires de la couverture du massif de Milhas, de l'autre les terrains secondaires de la couverture du massif de l'Arize et la zone cénomaniennne, 115.	
Conclusions.	117

Note générale. — Les renvois de page, tant dans la table des matières que dans le texte, se rapportent à la pagination particulière du mémoire (entre parenthèses).

LISTE DES PLANCHES

PLANCHE I. — Carte géologique du front septentrional des Pyrénées au Nord de Saint-Girons (Ariège).

PLANCHE II. — Coupes géologiques à travers le front septentrional des Pyrénées au Nord de Saint-Girons (Ariège).

PLANCHE III. — Essai de coupes structurales du front septentrional des Pyrénées.

PREFACE

J'ai entrepris le présent travail sur le conseil de M. le Professeur Charles JACOB.

Les études sur le terrain furent commencées au printemps 1926 et continuées pendant l'été et l'automne des années 1926 et 1927. L'élaboration du mémoire se fit au laboratoire de géologie de l'Université de Bâle, sous la direction de M. le Professeur A. BUXTOFF.

J'ai levé une carte géologique au 25.000^e de toute ma région d'étude en prenant comme base un agrandissement photographique de la carte de l'Etat-Major au 80.000^e. Mais, vu la grande inexactitude que présente cette carte ainsi agrandie, il m'a semblé préférable de la publier à l'échelle de 1:50.000^e (voir planche I).

En premier lieu je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à M. le Professeur Ch. JACOB. Il m'a accueilli à Toulouse avec une extrême bonté et je garde un excellent souvenir des deux semestres passés dans son laboratoire. Pendant l'hiver 1925-1926 il m'a initié à la géologie des Pyrénées et de leur avant-pays; lorsque j'entrepris le présent travail, il ne cessa de témoigner le plus vif intérêt pour mes recherches et de me prodiguer sa science et ses encouragements.

J'adresse aussi mes remerciements cordiaux à M. le Professeur Auguste BUXTOFF, mon oncle, dont les conseils précieux et la haute expérience ont grandement facilité l'achèvement de mon travail. MM. les Professeurs REINHARD et PREISWERK m'ont aidé dans l'étude des roches cristallines que j'avais récoltées; je leur en suis profondément reconnaissant.

J'ai reçu de M. le Professeur MENGAUD des renseignements intéressants sur les sondages effectués dans le Trias de Salies-du-Salat.

J'exprime ici ma vive gratitude à M. Gaston ASTRE qui, pendant mon séjour à Toulouse, m'a fait profiter de sa grande expérience en paléontologie et, pour l'impression de mon travail, m'a rendu les services les plus précieux.

M. REICHEL, assistant au laboratoire de géologie de Bâle, a eu l'amabilité de me prêter son concours pour la rédaction définitive de mon texte. Je tiens à lui exprimer ma grande reconnaissance.

Je m'en voudrais d'oublier les habitants de ma région d'étude qui — une fois la première méfiance passée — m'ont fait un accueil cordial et m'ont facilité mes recherches en maintes occasions.

BIBLIOGRAPHIE

1. ARCHIAC (D'). — Les Corbières. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. VI, n° 2, 1859.
2. ASTRE (G.). — Note sur *Exogyra parvula* LEYMERIE. *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. LV, 1926, p. 408.
3. — Recherches tectoniques sur la terminaison occidentale du massif de la Barousse. *Ibid.*, t. LVI, 1927, p. 594.
4. — Remarque sur la tectonique du massif de la Barousse dans la région de la Neste. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1928, p. 139.
5. — Au sujet de l'enracinement de la série B dans la Bigorre. *Ibid.*, 1928, p. 142.
6. BERTRAND (Léon). — Sur la région de Boussens, de Salies-du-Salat et Betchat. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. II, 1902, p. 347.
7. — Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Bull. Carte Géol. Fr.*, n° 118, 1908.
8. — Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales. Essai d'une carte structurale des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XI, 1911.
9. CAREZ (L.). — La géologie des Pyrénées françaises. (6 fascicules et un supplément). *Mém. Carte Géol. Fr.*, 1903-1909.
10. Carte géologique détaillée de la France au 1: 80.000^e. Feuilles (avec notices explicatives) n°s : 241, Saint-Gaudens; 242, Pamiers; 252, Bagnères-de-Luchon; 253, Foix.
11. CASTÉRAS (M.). — Considérations tectoniques sur la région frontale des Pyrénées entre l'Ariège et le Salat. *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. LII, 1924, p. 247.
12. — Sur la structure des environs d'Oust et de Massat. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1928, p. 133.
13. — Sur la structure du massif de Bessède (Aude) et sur les relations tectoniques avec le massif du Saint-Barthélémy (Ariège). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVI, 1928, p. 1633.
14. — La terminaison occidentale du massif de l'Arize et la structure des couches secondaires de Saint-Girons (Ariège). *Ibid.*, t. CLXXXVIII, 1929, p. 1508.
15. CASTÉRAS (M.) et E. RAMIÈRE DE FORTANIER. — Sur la structure du Pech de Foix. *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. LVII, 1928, p. 233.
16. COQUAND (H.). — Monographie du genre *Ostrea*. Paris, 1869.
17. DONCIEUX (L.). — Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales. Lyon, 1903.
18. DOUVILLÉ (Henri). — Les Orbitolines et leurs enchainements. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLV, 1912, p. 567.

19. DOUVILLÉ (Henri). — L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées. *Mém. Carte Géol. Fr.*, 1909.
20. — Révision des Orbitoïdés. Première partie. Orbitoïdés crétacés et genre Omphalocyclus. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XX, 1920, p. 209.
21. — Révision des Orbitoïdés. Deuxième partie. Orbitoïdés du Danien et de l'Eocène. *Ibid.*, t. XXII, 1922, p. 55.
22. DUBAR (G.). — Sur la structure des massifs triasiques de la basse vallée du Salat (Haute-Garonne). *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. XLVIII, 1923, p. 169.
23. — Etudes sur le Lias des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. Géol. du Nord*, t. IX, I, 1925.
24. GROSSOUVRE (A. de). — Stratigraphie de la craie supérieure. *Mém. Carte Géol. Fr.*, 1901.
25. JACOB (Ch.). — Considérations tectoniques sur les Pyrénées. *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. LVI, 1927, p. 289.
26. — Sur la structure du versant septentrional des Pyrénées centrales. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1928, p. 137.
27. — Sur le métamorphisme des calcaires et sur la structure du versant nord pyrénéen. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVI, 1928, p. 1362.
28. JACOB (Ch.) et G. ASTRE. — Le front du massif de la Barousse à la traversée de la vallée de la Garonne. *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. LVI, 1927, p. 281.
29. JACOB (Ch.) et M. CASTÉRAS. — Sur la structure de la région de Tarascon d'Ariège. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1928, p. 74.
30. — Observations sur la partie orientale du versant Nord des Pyrénées. *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. LVII, 1928.
31. KÜHN (J.). — Recherches sur les ophites des Pyrénées. *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, 20^e année, 1886, p. 163.
32. LACROIX (A.). — Sur le sel gemme métamorphique de Salies-du-Salat. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XXI, 1898, p. 29.
33. — La composition et les modes d'altération des ophites des Pyrénées. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXV, 1917, p. 293.
34. — Les tufs volcaniques de Ségalas (Ariège) et les conclusions à tirer de leur étude au sujet des ophites. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXII, 1896, p. 146.
35. LAMBERT (J.). — Note sur quelques Echinides de la Haute-Garonne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. VI, 1906, p. 695.
36. — Echinides de Gosau. *Bull. Soc. Belge. Géol. Pal. Hydr.*, t. XXI, 1907, p. 91.
37. LAPPARENT (J. de). — Etude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. *Mém. Carte Géol. Fr.*, 1908.
38. — Leçons de Pétrographie. Paris, 1923.
39. LEMOINE (M^{me} P.). — Contribution à l'étude des Corallinacées fossiles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XVII, 1917, p. 233.
40. — Mélobésiées de l'Aptien et de l'Albien. *Ibid.*, t. XXV, 1925, p. 1.
41. LEYMERIE (A.). — Description géologique et paléontologique de la Haute-Garonne. Toulouse, 1881.

42. LEYMERIE (A.). — Mémoire sur le terrain à Nummulites des Corbières et de la Montagne Noire. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. I, n° 8, 1844, p. 337.
 43. MAGNAN (H.). — Matériaux pour une étude stratigraphique des Pyrénées et des Corbières. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. X, n° 1, 1874.
 44. MICHEL-LÉVY. — Note sur les ophites des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. VI, 1877, p. 156.
 45. MUSSY. — Roches ophitiques du département de l'Ariège. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. XXVIII, 1868, p. 28.
 46. OSIMO (M^{lle} G.). — Studio critico sul genere alveolina. *Palaeontographica italica*, vol. 15, 1909.
 47. PFENDER (M^{lle} J.). — Les Mélobésiées dans les calcaires crétacés de la basse Provence. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, nouv. sér., n° 6.
 48. POUECH (L'abbé). — Note sur un fragment de mâchoire de grand Saurien trouvé à Bedeille (Ariège). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. X, 1881, p. 79.
 49. RAMIÈRE DE FORTANIER (E.). — Les calcaires cristallins de la montagne de la Frau (Ariège). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1928, p. 135.
 50. — Révision des Hippurites de Montferrier (Ariège). *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. LVII, 1928, p. 212.
 51. Réunion extraordinaire de la Société géologique de France du 30 septembre au 10 octobre 1928. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1928, fasc. 13.
 52. ROUBAULT (M.). — Note préliminaire sur la géologie des environs d'Arbas (Haute-Garonne). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1928, p. 98.
 53. — Sur la tectonique des environs d'Arbas (Haute-Garonne). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXVI, 1928, p. 1365.
 54. — Au sujet de l'âge des ophites et du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées de la Haute-Garonne et de l'Ariège. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1928, p. 184.
 55. ROUSSEL (J.). — Etude stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. V, 1893.
 56. TOUCAS (A.). — Etudes sur la classification et l'évolution des Hippurites. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, t. XI, fasc. 2, 1903.
 57. VIENNOT (P.). — Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *Bull. Carte Géol. Fr.*, n° 163, 1927.
 58. — Sur la terminaison occidentale du massif de la Barousse. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1928, p. 78.
 59. — Première contribution à la connaissance des extrusions pyrénéennes. *Bull. Carte Géol. Fr.*, n° 171, 1928.
 60. — Sur la valeur paléontologique et stratigraphique d'*Orbitolina subconca* LEYM. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1929, p. 75.
-

INTRODUCTION

La région qui fait l'objet de la présente étude géologique occupe le front septentrional des Pyrénées, au Nord de Saint-Girons.

Elle forme une bande qui s'étend de l'Ouest à l'Est entre Montsaunès (près de Salies-du-Salat) et le hameau de Raynaude, situé à 2 km. au Sud-Ouest du Mas-d'Azil. Elle se trouve en majeure partie dans le département de l'Ariège, mais son extrémité occidentale appartient à celui de la Haute-Garonne. Ce territoire est presque entièrement représenté sur les feuilles Saint-Gaudens (quart Sud-Est) et Pamiers (quart Sud-Ouest) de la carte de l'Etat-major au 1:80.000^e; mais il entame aussi quelque peu l'angle Nord-Est de la feuille de Bagnères-de-Luchon et l'angle Nord-Ouest de celle de Foix.

C'est un pays de collines et de montagnes peu élevées (son point culminant, la montagne de Cabanères, a une altitude de 751 m. au-dessus du niveau de la mer), recouvert par des prés, des champs cultivés, des landes ou des forêts souvent très broussaillieuses. Ces conditions ne sont évidemment pas favorables à l'exploration géologique; toutefois, s'il est difficile de démêler la tectonique de cette région, c'est moins à cause du peu d'affleurements qu'elle présente, que de l'absence complète d'escarpements de quelque importance. Les vallées profondes lui manquent totalement.

Au point de vue géologique, la région étudiée ici représente une partie de la zone frontale des Pyrénées. Elle participe de *quatre unités tectoniques* (voir l'esquisse, planche I). Sa partie septentrionale entame le bord Sud des *Petites Pyrénées*, pays de collines, ainsi nommé par LEYMERIE, appartenant d'après sa stratigraphie comme d'après sa tectonique à l'avant-pays de la grande chaîne. Les Petites Pyrénées sont constituées par des sédiments crétacés et tertiaires allant du Campanien au Lutétien; elles offrent des plissements simples, dirigés WNW-ESE.

Au Sud de cette unité structurale, s'étend une large zone allongée dirigée Ouest-Est, comprenant, à côté de quelques massifs primaires et d'écaillés de terrains secondaires, surtout des schistes et des conglomérats d'âge cénomanien; c'est la « Zone

cénomaniennne » de M. CAREZ. Un contact anormal de grande importance, dirigé à peu près Ouest-Est, se présente entre les Petites Pyrénées et la zone cénomaniennne. Cet accident est jalonné d'*affleurements plus ou moins considérables de Trias* paraissant provenir de la profondeur. Au point de vue stratigraphique, la « Zone cénomaniennne » occupe une position intermédiaire entre les Pyrénées et leur avant-pays. Au point de vue tectonique par contre, elle doit être attribuée aux Pyrénées. Toutefois, dans la région étudiée, elle est limitée au Sud également par un contact anormal; mais, dans la direction de l'Est, cet accident, comme l'a constaté M. CASTÉRAS, se réduit de plus en plus et finit par s'effacer. A la « Zone cénomaniennne », succèdent, au Sud, deux nouvelles unités tectoniques qui présentent entre elles un contact anormal. A l'Est, nous avons un *ensemble de terrains secondaires* plissés, formant une série presque complète, du Trias à l'Albien. Cet ensemble, d'après les travaux récents de M. JACOB (25, 26, 27 et 29) et de M. CASTÉRAS (14), représenterait le *revêtement posthercynien du massif de l'Arize*. Les terrains secondaires qui se trouvent à l'Ouest ont un faciès différent; ils font partie de la *couverture sédimentaire du massif de Milhas*. Quant aux relations de ces deux unités tectoniques, on voit bien sur notre esquisse (Pl. I) que les terrains secondaires de la couverture du massif de l'Arize se terminent en biseau entre la zone cénomaniennne et les terrains secondaires de la couverture du massif de Milhas.

Un grand nombre de géologues se sont occupés déjà de la géologie de cette région. Cela m'entraînerait trop loin de faire ici un compte rendu même sommaire de leurs travaux; je me bornerai à dire quelques mots de ceux qui nous ont donné jusqu'ici les études les plus complètes.

LEYMERIE a publié une description détaillée très précise de la géologie des Pyrénées de la Haute-Garonne, étude très précieuse surtout pour ce qui concerne la stratigraphie et la paléontologie des Petites Pyrénées. A ROUSSEL aussi, nous devons des travaux principalement stratigraphiques; mentionnons avant tout sa vaste « Etude stratigraphique des Pyrénées ».

M. CAREZ est sans doute de mes devanciers celui qui s'est occupé le plus à fond du territoire qui nous intéresse. C'est en majeure partie d'après ses levés que les feuilles pyrénéennes de la carte géologique détaillée au 1:80.000^e ont été établies. La stratigra-

phie, la pétrographie et la tectonique concernant notre région sont traitées aux fascicules III et IV de son œuvre fondamentale sur la géologie des Pyrénées françaises, qui comprend une bibliographie complète, allant jusqu'en 1909.

M. LÉON BERTRAND ne s'est pas occupé spécialement de la tectonique de notre région. Mais cette dernière est figurée aussi bien sur les cartes que sur les « Coupes géologiques et structurales des Pyrénées ariégeoises » qui illustrent son travail sur les Pyrénées centrales et orientales. Dans ce mémoire, seules les Petites Pyrénées sont considérées comme étant en place, tandis que la Zone cénomaniennne, les terrains secondaires de la couverture du massif de l'Arize et les terrains secondaires de la couverture du massif de Milhas seraient des nappes de charriage (nappe Z, nappe A et nappe B). Cette hypothèse, admise pendant un certain temps presque généralement, est aujourd'hui complètement abandonnée par les géologues pyrénéens (voir 51). Comme l'a montré M. Charles JACOB assisté, pour l'Ariège et la partie plus orientale de la chaîne, par ses élèves, MM. CASTÉRAS et RAMIÈRE DE FORTANIER, la structure des Pyrénées est d'un style plus simple.

STRATIGRAPHIE, PALÉONTOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE

1. PRIMAIRE

Dans la région étudiée, les terrains paléozoïques n'apparaissent que dans la « zone cénomaniennne ». Cette zone, surtout dans sa partie septentrionale, renferme quelques massifs allongés et de nombreuses lentilles de Primaire. Il me paraît superflu de les énumérer ici, car il suffit de jeter un coup d'œil sur ma carte géologique (Pl. I) pour se rendre compte de leur répartition. Malgré l'absence presque complète de fossiles, l'âge paléozoïque de ces terrains est manifeste : leurs caractères lithologiques en témoignent nettement. Ces caractères permettent la classification suivante :

Silurien, schistes noirs ou gris-bleu foncé (« schistes carburés » des géologues pyrénéens).

Dévonien, calcaires cristallins gris à marbre griotte et à dolomies grises.

Carbonifère, schistes gris foncés et quartzites blancs.

Permo-trias, grès et conglomérats siliceux rouges.

Bien que l'ensemble des affleurements aille du Silurien jusqu'au Permo-trias, on ne peut relever nulle part une coupe montrant la série complète; aucun massif ou lentille ne comprend toute la succession des terrains. Pour donner une bonne idée du Paléozoïque de la région étudiée, il est donc nécessaire de décrire en détail la composition des plus importants de ces massifs et lentilles.

Primaire de Betchat-Bagert.

Ce massif allongé, qui débute à Betchat et se poursuit vers l'Est sans discontinuité jusqu'au Sud de Bedeille, est formé, en majeure partie, de schistes foncés. Dans deux régions cependant, dans la vallée du ruisseau qui se trouve à l'Ouest de Montaut et entre Bagert et Coume-de-Lac se montre une succession plus étendue que nous allons examiner.

Dans la région comprise entre *Betchat* et *Montaut*, le massif représente, à côté des schistes foncés, des calcaires dévoniens,

Sur les deux flancs de la partie Nord du vallon et dans le lit du ruisseau qui se trouve à l'Ouest de Montaut, on voit bien affleurer les schistes résistants gris-bleu foncés ou noirs du Silurien. Au Sud, d'abord sur la rive droite du ruisseau, puis dans le fond du vallon et sur la rive gauche, apparaît le Dévonien; calcaires gris cristallins à marbre rose, dolomies grises et calcschistes.

La série la plus complète s'observe dans la région *entre Bagert et Coume-de-Lac*. Dans la vallée situé entre Bagert et Coume-de-Lac on rencontre du Nord au Sud :

1° Des schistes bleu-noir foncés, feuilletés, souvent couverts d'un enduit couleur de rouille (schistes carburés);

2° Des calcaires cristallins, gris ou blancs, par place passant à du marbre rose (Dévonien);

3° Des schistes gris foncés, d'âge primaire indécis — peut-être carbonifère — souvent broyés et passant à de la brèche mécanique.

En remontant le versant Nord de la colline de Bagert jusqu'au village de ce nom, on traverse la même série. Sur la colline de Tarrabet (point 577), par contre, des quartzites blancs et des dolomies grises qui appartiennent probablement au Carbonifère, surmontent les schistes gris au Sud.

Dans les autres parties du massif, c'est-à-dire dans la région entre Montaut et Bagert, les calcaires manquent et le Primaire ne comprend que des schistes gris foncés, lardés de petits filons de quartz. Par altération, ces schistes perdent leur dureté, se décolorent et prennent des teintes claires, grises ou verdâtres. De bons affleurements de ces schistes ne sont pas rares. Ils sont visibles, par exemple, sur le chemin qui mène de Montaut à Fatet, dans la vallée du ruisseau à l'Est de Montaut et dans les ravins au Sud-Ouest de Belloc et au Nord de Sére. On rencontre souvent de la brèche, au milieu du Primaire intact. Comme on peut bien le constater à plusieurs endroits, ce n'est autre chose que du Primaire écrasé. Sur le bord de la route directe de Bedeille à Cap Blanc par exemple, on voit, au milieu des schistes gris, une brèche qui est formée des mêmes matériaux que les roches intactes qui l'entourent, avec passage insensible de celles-ci aux parties broyées.

Primaire de Contrazy-Camarade.

Ce massif est composé de schistes gris foncés et de quartzites blancs. Les schistes n'affleurent que rarement, tandis que les quartzites, qui forment des rochers saillants, sont visibles en plusieurs endroits. L'attribution stratigraphique de ces terrains est très difficile. M. CAREZ place les schistes dans le Carbonifère, les quartzites dans le Permien; tandis que ROUSSEL attribue les deux sortes de terrains au Carbonifère. Je n'ai pu observer nulle part une discordance ou une transgression entre les schistes et les quartzites; je crois plutôt que les quartzites sont intercalés dans les schistes et je trouve préférable la manière de voir de ROUSSEL.

L'âge carbonifère des schistes est confirmé par les quelques fossiles que j'ai découverts dans ce massif. Au Sud de Contrazy, sur le chemin qui passe à l'Est du point 676, j'ai trouvé par hasard dans un caillou cinq fossiles, à l'état de moules intérieurs: quatre petits *Bellerophon* et un *Schizodus*.

A un seul endroit, au Nord-Est de Contrazy, dans le ravin situé à l'Ouest du point 695, j'ai rencontré un affleurement de grès quartzitique à traces charbonneuses, dont les rapports avec les autres terrains primaires du voisinage ne pouvaient cependant pas être établis.

Primaire de Gausseran.

Ce massif, qui n'est pas indiqué sur la carte géologique, quoique le Primaire soit très visible à beaucoup d'endroits, se trouve au Nord de la route nationale de Saint-Girons au Mas-d'Azil, dans la région de Gausseran. Il est composé de schistes gris-bleu foncés ou bruns ferrugineux, à veines de quartz, et de quartzites blancs ou gris. L'absence complète de fossiles rend impossible la détermination précise de l'âge de ces schistes et quartzites. Les caractères lithologiques de ces terrains étant sensiblement les mêmes que ceux du Primaire de Contrazy-Camarade, l'âge carbonifère paraît vraisemblable.

A côté de ces trois grands affleurements, la zone cénomaniennne renferme un grand nombre d'écailles et de lentilles plus ou moins étendues de Primaire; les plus importantes sont les suivantes :

Primaire de Marbois-Ferrie.

Dans la région comprise entre Sansounet, Béret, Micha et

Ferrie, se trouve une grande écaille de terrains paléozoïques séparée du Primaire de Contrazy-Camarade par une zone de brèche cénomaniennne. Elle est formée de schistes foncés et de quartzites blancs. Les meilleurs affleurements se rencontrent au Nord et Nord-Ouest de Ferrie et dans le voisinage, surtout au Nord-Est de Marbois (pour les noms des localités, voir l'esquisse géologique à la page 69).

Primaire de Pastureau et Bérét.

Dans le voisinage du hameau de Baup, à Pastureau et à Bérét, affleurent trois lentilles de quartzites blancs et de schistes foncés.

Primaire de Matilot-Poubil.

Des schistes foncés, parfois ferrugineux, et des quartzites s'observent aussi à l'Ouest de la métairie de Matilot. En deux endroits se trouve en outre du Permo-trias typique. A l'WSW de Matilot, sur la rive gauche du ruisseau de Vignaoise, on voit du grès siliceux de teinte jaune, rose et rouge, assez grossier, passant à du poudingue fin et au SSW de Poubil, au pied du coteau des Baudis, on trouve du grès siliceux, fin, de couleur rouge.



2. TRIAS

Dans les Pyrénées, le manque de fossiles ne permet pas de placer une limite nette entre le Permien et le Trias. Certains géologues attribuent les grès et conglomérats rouges, qui sont superposés en discordance aux terrains antérieurs, exclusivement au Permien et font commencer le Trias avec les terrains argilo-gypseux. D'autres rapportent la partie supérieure des grès rouges au Trias et réunissent alors le Permien et le Trias inférieur sous le nom de Permo-trias. Quoiqu'il en soit, pour la région étudiée, qui ne comprend que deux affleurements de ces grès et conglomérats rouges, cette controverse à peu d'importance. Sans vouloir me décider pour l'une ou pour l'autre manière de voir, j'ai décrit ces affleurements en parlant du Primaire, je me bornerai donc ici au Trias de faciès argilo-gypseux, qui surmonte les formations gréseuses en question.

Trias argilo-gypseux. — Roches essentielles.

Dans la région étudiée, le Trias argilo-gypseux joue un rôle très important. Abstraction faite d'un tout petit affleurement au milieu de la zone cénomaniennne (au Nord-Est de Matilot, au milieu des écaillles de Baup, voir page 70), le Trias est cantonné dans trois zones. Tout d'abord, le contact anormal entre les Petites Pyrénées et la zone cénomaniennne est accompagné de plusieurs complexes, plus ou moins étendus, de Trias. Ensuite ces terrains prennent une grande part à la composition du front septentrional de l'unité tectonique des terrains secondaires du massif de l'Arize dans le secteur entre Sainte-Croix-de-Gajan et Bonrepaux. Enfin le Trias existe, en trois lentilles allongées, au plan de contact mécanique entre le massif de l'Arize et le massif de Milhas.

Le Trias argilo-gypseux est composé principalement d'*argiles, bariolées* de rouge et de vert, renfermant de petits cristaux bipyramidés de quartz.

Ensuite il faut mentionner le *gypse*, qui se rencontre fréquemment et parfois en masses considérables. D'importants gîtes de gypse, qui sont encore exploités ou qui l'étaient autrefois, existent dans les trois zones triasiques que j'ai mentionnées plus haut. De l'Ouest à l'Est, ce sont ceux de Salies-du-Salat, de Betchat, de Gausseran et de Bonrepaux; mais le gypse a été exploité autrefois aussi à Bourjaquet, au Sud de Latour, à l'Est de Matilot et au Sud-Est de Prat. Il peut du reste se rencontrer en traces partout où affleure du Trias.

Dans le Trias de Betchat, j'ai trouvé des *roches gypseuses métamorphiques*. C'est dans le lit du ruisseau qui se trouve à l'Ouest de Latour, un peu en aval de l'embouchure du ruisseau qui coule à l'Est de Betchat, où le Trias bute contre le Cénomanienn, qu'affleurent des roches blanches, assez dures, à cristaux de pyrite. L'étude microscopique montre que ces roches sont formées essentiellement de *gypse* et qu'elles contiennent des paillettes, bien visibles déjà à l'œil nu, de *brucite*, des paillettes plus petites de *talc* ou de *phlogopite*, du *quartz* et un peu de *dolomie*. Quant à l'origine de ce métamorphisme, il est possible qu'il soit dû à l'intrusion des ophites.

A deux endroits, à Salies-du-Salat et à Puits Salin près de Camarade, le *sel gemme*, dont la présence était trahie par des

sources salées, a été rencontré par des sondages. A Salies-du-Salat, il est actuellement exploité, sur la rive droite du Salat par une usine à sel et sur la rive gauche par un établissement thermal (voir aussi page 94).

Dans la plupart des affleurements de Trias, les argiles bariolées et le gypse sont accompagnés d'*ophites*. Ces roches vertes, à texture « ophitique », que M. de LAPPARENT rapporte à la catégorie des microgabbros (38, page 124), sont si bien étudiées et connues que je n'ai pas besoin d'en décrire ici la composition minéralogique et chimique. Je renvoie aux travaux de Michel LÉVY (44), KÜHN (31), LACROIX (33) et VIENNOT (57, p. 45). Par contre, il est nécessaire de donner des indications détaillées sur le mode de gisement des ophites. Dans la région étudiée, elles se présentent ou bien sous forme de massifs laccolithiques, au milieu de Trias argilo-gypseux, ou bien sous forme de lentilles, au plan de contact de deux unités tectoniques; mais dans ce dernier cas, les ophites sont toujours accompagnées d'autres terrains triasiques. Celles de Prat, par exemple, qui, sur la feuille de Saint-Gaudens de la carte géologique détaillée, figurent directement entourées d'Albien, sont en réalité accompagnées d'argiles bariolées, de gypse et de roches blanches à brucite (voir plus bas, page 110). Elles séparent deux unités tectoniques, le massif de l'Arize et le massif de Milhas.

De même la petite lentille d'ophite, au Nord-Ouest de Guilloumets, située sur le contact des Petites Pyrénées et de la zone cénomaniennne, comprend un tout petit peu d'argiles bariolées et de roches blanches tendres à brucite.

Le seul affleurement où je ne suis pas arrivé à découvrir du Trias dans le voisinage de l'ophite, est la lentille de la vallée du Laouin, au Sud de Marsoulas. Cette lentille, pincée entre le Sénomien et le Cénomanien, se trouve sur le contact des Petites Pyrénées et de la zone cénomaniennne. Mais, si le Trias paraît manquer ici, c'est à mon avis faute d'affleurements; cet endroit est en effet particulièrement boisé. Je suis certain qu'en faisant des fouilles, on ne manquerait pas de rencontrer des roches triasiques.

Dans toute la région étudiée, je n'ai jamais observé des ophites intrusives dans d'autres terrains que du Trias. Les ophites que M. CAREZ marque au Sud de Pointis, dans le voisinage de la métairie de las Bouquillos, au milieu du Cénomanien, sont entiè-

rement entourées de Trias et appartiennent encore au Trias de Bonrepaux. Je n'ai donc pas de raison de douter de l'âge triasique des ophites.

Dans le Trias, on rencontre en outre çà et là des paquets très restreints ou seulement des blocs isolés de *calcaires compacts, gris-bleu, de dolomies jaunâtres et de cargneules jaunes*. Malheureusement, ces roches n'ont jamais fourni des fossiles caractéristiques. Comme au surplus, leur position originale par rapport au Trias a été partout modifiée par des mouvements tectoniques, il est impossible de faire des constatations précises quant à leur âge. Mais, dans la plupart des cas, elles paraissent être des intercalations calcaires ou dolomitiques dans les argiles bariolées. Un lambeau plus important de calcaire et de cargneule, dans le Trias de Betchat, à l'Ouest d'Escoulis, a été attribué par M. DUBAR (23, p. 20) à l'Infralias.

Roches rares ou spéciales.

Les cinq sortes de roches que nous venons de considérer, sont les roches ordinaires et essentielles du Trias argilo-gypseux; mais à côté, il en faut mentionner d'autres qui sont ou bien rares ou bien de composition très spéciale.

Roches ophitiques effusives. — Au Nord de Bonrepaux, on exploite à deux endroits du gypse dans des galeries souterraines. En descendant dans ces exploitations, j'ai observé dans la masse du gypse de grands blocs d'une roche gris-verdâtre, à texture microlithique, souvent à noyaux blancs. Ces blocs sont entourés presque toujours d'une couche de brèche composée de gypse, d'argiles vertes et de petits fragments de cette roche, ce qui indique que ces roches formaient primairement des masses cohérentes, plus étendues, qui dans la suite, ont été morcelées par des actions dynamiques violentes. Quoique je n'aie pas soumis ces roches à un examen pétrographique minutieux, je crois pouvoir dire qu'il s'agit probablement d'une sorte de *diabase à noyaux* (spilite). Quant à leur origine, il me paraît plausible de les mettre en relation avec l'intrusion ophitique.

Tuf de Bordes-Vieilles. — M. CAREZ marque sur la carte géologique détaillée, au Sud de Bordes-Vieilles (près de Taurignan-Vieux), un affleurement d'ophite. J'ai étudié cet affleurement

minutieusement. Il est en réalité plus étendu — presque quatre fois plus grand — que ne le marque M. CAREZ. Ces soi-disant ophites sont tout à fait décomposées et ont perdu dureté et cohésion, de sorte qu'elles n'offrent plus qu'une matière brune, terreuse, se désagrégeant en petites boules. En regardant ces roches de près, on voit, malgré leur état, que leur composition est tout à fait différente de celle d'une véritable ophite. Des parties moins décomposées font, du reste, effervescence avec de l'acide chlorhydrique. J'ai découvert, heureusement, sur le côté droit du chemin de Taurignan-Vieux à Bordes-Vieilles, à la même altitude, un deuxième affleurement qui, bien qu'étant très restreint, montre cette roche à l'état frais. Elle est gris-verdâtre, composée d'une pâte foncée, cristalline, se dissolvant facilement dans l'acide chlorhydrique, peu concentré — c'est donc de la calcite — et de boules gris-verdâtres, inattaquables par du HCl concentré nageant dans la pâte. En lames minces, on observe une pâte de calcite grenue renfermant des parties arrondies de roches volcaniques à texture microlithique sans phénocristaux. Nous sommes donc en présence d'une sorte de *tuf* dont la formation est peut-être en rapport avec l'intrusion ophitique (voir aussi page 102).

Calcaires cristallins à brucite. — On rencontre souvent dans le Trias, surtout dans les affleurements qui jalonnent le contact des Petites Pyrénées et de la zone cénomaniennne, des roches cristallines de texture plus ou moins fine, parfois assez dures, parfois tendres et friables, de teinte blanche, jaune ou verdâtre, faisant effervescence avec l'acide chlorhydrique et aussi, lorsqu'elles sont pulvérisées, avec l'acide acétique concentré. Ces roches sont chargées de *paillettes apparentes*, blanches ou peu verdâtres, transparentes, ressemblant beaucoup à de la muscovite. J'ai extrait quelques-unes de ces paillettes pour en faire des préparations microscopiques. L'examen en lumière polarisée montre, qu'elles sont *uniaxes* ou *très peu biaxes et positives*. Leur plan de clivage facile est perpendiculaire à l'axe optique. Ce minéral s'éteint à zéro et le signe de la zone, rapporté à l'allongement, est négatif. Ainsi ces paillettes se comportent différemment des micas; il s'agit probablement de *brucite*.

J'ai étudié en coupes minces trois échantillons de ces roches. Le premier échantillon a été pris au Sud du petit village d'Es-

coulis, dans le lit du ruisseau à l'Est de ce village. Cette roche d'un blanc grisâtre, de texture assez fine, est composée pour plus de la moitié de calcite. Dans cette pâte de calcite, on observe des cristaux allongés à clivage parallèle à l'allongement, dont la teinte de polarisation la plus élevée ne dépasse pas le jaune du premier ordre; c'est la brucite. A côté de ce minéral, on remarque des lamelles très allongées, beaucoup plus minces que les paillettes de brucite et d'une biréfringence très élevée qui sont probablement du talc. Enfin, cette roche contient du quartz.

Le deuxième échantillon que j'ai étudié provient de l'affleurement qui apparaît au Sud de Latour. C'est une roche verdâtre, de texture assez grossière, chargée de paillettes blanches ou verdâtres de brucite et renfermant des cristaux arrondis de pyrite. Au microscope, on distingue une pâte de cristaux de carbonate (calcite) qui moule les autres minéraux, tels que la brucite, le quartz, le gypse, quelques rares lamelles de talc et des plages uniformes de carbonate (calcite ou dolomie). La proportion de calcite atteint, dans cet échantillon, à peu près les deux tiers.

Un troisième échantillon a été pris dans le Trias à l'Ouest de Belloc, sur le chemin qui descend au ruisseau de Labarthe. Cette roche blanchâtre, assez tendre et friable, de texture plutôt fine, est composée pour plus de la moitié de calcite. Elle contient beaucoup de gypse, passablement de brucite, du quartz, mais seulement très peu de talc.

Il ne me paraît pas douteux que les roches décrites soient métamorphiques. Quant à l'origine de ce métamorphisme, je crois qu'il est dû à l'intrusion ophitique.

Fer Oligiste. — A deux endroits de la région étudiée, j'ai rencontré dans le Trias un peu de fer oligiste; d'abord sur le chemin qui conduit de Fatet à Montaut et puis à l'ESE de Soumet-d'en-Bas près de Bedeille. A ces deux points, on peut observer que le minerai est entouré de roches métamorphiques du Trias, roches à brucite et autres calcaires cristallins. Entre ces roches et le minerai il y a passage graduel.

Il me paraît probable que ces gîtes sont d'origine métasomatique et produits par des vapeurs pneumatolytiques ou par des eaux hydrothermales, entrées en réaction avec des calcaires, des dolomies ou des cargneules triasiques. Il me paraît vraisemblable que cette minéralisation a la même origine que le métamorphisme des calcaires cristallins à brucite.

Magnétite. — Dans le Trias de Bonrepaux, au voisinage du hameau de las Bouquillois, on a trouvé autrefois, en faisant des fouilles, un peu de magnétite. Il en reste encore des échantillons à l'endroit où l'on avait creusé. Ce gîte métallifère est probablement en rapport avec les ophites qui affleurent à proximité de cet endroit.

Roches éruptives englobées.

Dans les complexes triasiques qui sont situés le long du contact anormal entre les Petites Pyrénées et la zone cénomaniennne, on rencontre à côté des ophites d'autres roches éruptives. Quoique ces roches soient probablement *étrangères au Trias* et représentent des parties *arrachées au substratum* et enveloppés tectoniquement dans le Trias, j'ajouterai ici leur description.

Granite de Salies-du-Salat. — M. CAREZ et, avant lui, d'autres géologues ont indiqué, à l'Est des salines de Salies-du-Salat, un affleurement de « granite pegmatoïde à deux micas ». Malgré des recherches assidues, il ne m'a pas été possible de retrouver cet affleurement, soit qu'il ait été recouvert par la forêt, soit que la roche ait été complètement exploitée. Tout ce que j'ai vu c'est, dans le voisinage du quartier de Bout-du-Pont, des enclos faits de grandes plaques de granite fin, riche en biotite et pauvre en muscovite.

Granites et roches connexes du Trias de Betchat. — L'affleurement le plus vaste et le plus intéressant du Trias est celui du Nord de Betchat, où le Trias couvre une surface de quelques kilomètres carrés. Le Trias, composé d'argiles bariolées et de grandes quantités de gypse renferme, à côté de nombreux pointements d'ophites, plusieurs complexes d'autres roches cristallines comme des granites, des pegmatites, des amphibolites, etc. Les gisements étant recouverts par la forêt, on ne voit que çà et là des rochers isolés, de sorte qu'il est impossible de se faire une idée de la composition exacte de ces complexes. Il faut se contenter de constater ici des pegmatites, là du granite, plus loin des cornéennes, mais il est impossible d'étudier les rapports qui existent entre ces différentes roches. Pour donner une idée de la nature pétrographique de ces étranges complexes, voici une liste des roches que j'ai rencontrées dans le plus grand d'entre eux, situé à 500 m. au NNE de Ponsole :

Granite à deux micas, composé de feldspaths, de quartz, de biotite et de muscovite.

Granulite, composé de feldspaths, de quartz et biotite; rarement on voit un peu de muscovite.

Aplite à tourmaline, composée de feldspaths (orthose et plagioclase), de quartz et de tourmaline.

Pegmatite à muscovite.

Pegmatite à tourmaline.

Pegmatite à grenat.

Cornéenne rubannée quartzitique.

Dans toutes ces roches, le quartz montre des extinctions onduleuses. Dans le petit massif qui se trouve à l'Ouest de Latour, entre la route de Latour et le ruisseau de Labarthe, j'ai observé, à côté des granites et des pegmatites, des *amphibolites* massives, très riches en sphène, et du *gneiss chloritique*.

Il me paraît impossible de considérer ces diverses roches comme des filons ou de petits laccolithes se trouvant encore dans leur position originale. Etant donnés les caractères pétrographiques et l'étendue restreinte de ces massifs, il me paraît probable que ce sont les fragments d'un massif beaucoup plus étendu, antérieur au Trias. Ces petits massifs de Betchat ne seraient donc que des lambeaux arrachés au sous-sol et enveloppés dans le Trias.

Gneiss de la Pelade. — Une petite lentille de Trias se montre, au voisinage du hameau de la Pelade, à deux kilomètres au Sud-Est de Bedeille. Dans le ruisseau qui passe au Sud de ce hameau, affleurent des roches blanches, friables, à brucite et à quelques mètres de là, dans un pré, apparaît un rocher de gneiss. Ce gneiss est composé de feldspaths, de quartz, de biotite abondante et de grenat; c'est donc un *orthogneiss à grenat*. Quant à son origine, il faut supposer qu'il provient, comme les roches granitiques de Betchat, d'un plan de dislocation du sous-sol.

**

3. JURASSIQUE

a. INFRALIAS ET LIAS

Pour la classification détaillée du Lias, je renvoie à la monographie récente de M. G. DUBAR, qui donne une analyse appro-

fondie du Lias des Pyrénées (23). Dans mes levés, je n'ai distingué que deux ensembles : le *Lias calcaro-dolomitique* (*Lias inférieur*) et le *Lias marno-schisteux* (*Lias moyen et supérieur*). Cela m'aurait entraîné beaucoup trop loin d'adopter ici la subdivision très poussée de M. DUBAR.

A deux endroits — nous y reviendrons plus bas — j'ai marqué sur ma carte l'*Infralias*. Partout ailleurs, cela ne me fut pas possible, les relations entre le Lias et le Trias étant modifiées par des mouvements tectoniques.

Dans la région étudiée, la composition du Lias est, en général, la suivante :

Infralias.

Avec M. DUBAR, j'y inclus l'Hettangien inférieur. L'*Infralias* se compose de marnes, parfois dolomitiques, verdâtres, blanches ou jaunes, de calcaires dolomitiques en plaquettes, de cargneules et de calcaires bleuâtres.

Lias calcaro-dolomitique (Lias inférieur).

Cette assise, sans fossiles et d'une épaisseur considérable (certainement supérieure à 200 mètres), comprend :

Des calcaires vacuolaires;

Des dolomies grises, des calcaires dolomitiques et des calcaires passant à des brèches dolomitiques ou calcaires;

Des calcaires rubannés, gris ou jaunâtres;

Des calcaires compacts ou oolithiques bleuâtres;

Des calcaires sublithographiques.

Lias marno-schisteux.

Ces couches, presque partout fossilifères, sont d'une épaisseur de 60 à 80 mètres. Elles représentent le *Lias moyen et supérieur*. La partie inférieure de l'assise (*Lias moyen*) est formée de marnes schisteuses noirâtres, avec quelques couches de calcaires marneux et gréseux et calcaires oolithiques ocres, ferrugineux, souvent riches en Belemnites.

La partie supérieure (*Lias supérieur*), d'une épaisseur restreinte, se compose de calcaires gréseux ou marneux, gris ou noirâtres, et de marnes noirâtres. Dans notre région, M. DUBAR indique du Lias supérieur fossilifère à Gabax, à Tranquette et à Bonrepaux (23, page 191).

Je renonce à donner des détails sur les différents affleurements de Lias qu'offre le massif de l'Arize. Le Lias de cette unité tectonique est déjà suffisamment connu. Pour la répartition des gisements, je renvoie à ma carte géologique (P. I).

Par contre, il vaut la peine de regarder de plus près le Lias qui affleure au milieu de la zone cénomaniennne, dans la région située au Nord de Baup, et les deux pointements d'Infralias, mentionnés plus haut.

Au Nord de Baup, dans une région de tectonique compliquée, offrant, au milieu du Cénomanien, des écaillés de terrains primaires et secondaires (voir dans la partie tectonique, page 68), existent trois masses de Lias.

Lias de Poubil. — La route de Lasserre à Tucau traverse, dans le voisinage de Poubil, un paquet de Lias. On constate, au Nord, un complexe de calcaires bréchoïdes et de calcaires gris ou bleuâtres (Lias inférieur) et, au Sud, une série de marnes jaunes, parfois schisteuses, et de calcaires marneux jaunes à Belemnites, à *Pecten* et à *Terebratula* (Lias moyen).

Lias de Marquet. — Un deuxième complexe de Lias, surtout du Lias calcaro-dolomitique, existe sur les deux rives du Volp, à Marquet (au Sud de Matilot) (voir fig. 3, page 69).

C'est surtout sur le bord de la route de Saint-Girons à Montardit que le Lias est aisé à étudier.

Du Nord, où la série débute avec l'Infralias, au Sud, on observe les roches suivantes :

Des marnes calcaires jaunes, parfois un peu ferrugineuses;

Des calcaires à pâte fine, gris-brun ou bleuâtres;

Des dolomies grises, parfois brècheuses, à couches de car-
gneules;

De la brèche de calcaires fins gris ou bleuâtres et des calcaires oolithiques;

De la brèche de calcaire gris;

Des calcaires gris dolomitiques.

Au-dessous de la route, sur le coteau de Peyas, s'y ajoutent, au Sud, des traces de Lias moyen, des calcaires bruns à Belemnites.

Lias de Tranquette. — Enfin le Lias (du Lias inférieur, moyen et supérieur) fait partie d'une troisième écaille, celle de Tran-

quette. Au Nord, on observe du Lias inférieur, formé de calcaires gris, souvent brècheux, de dolomies et de calcaires oolithiques; à cette série font suite, vers le Sud, le Lias moyen et supérieur, des marnes schisteuses jaunes ou noirâtres, comprenant des calcaires à *Gryphaea*.

Infralias au Sud de Bedeille. — Au Sud de Bedeille, dans le vallon du ruisseau qui se trouve au Nord de Coume-de-Lac, affleurent du Trias et, au Sud de ces terrains, sur le flanc méridional du vallon, près de la métairie de Tarrabet, une série de composition très complexe, qui rappelle beaucoup l'Infralias. Elle comprend, d'une part, une masse importante de marnes schisteuses, grises, jaunes ou verdâtres, rarement rougeâtres, de marnes calcaires grises ou jaunes en plaquettes, de schistes gris fissiles et de dolomies brunâtres ou grisâtres en plaquettes; d'autre part, des calcaires gris foncés, parfois noirâtres et des calcaires vacuolaires jaunes. Les meilleurs affleurements de ces terrains se rencontrent sur les deux chemins qui descendent de Tarrabet dans ce vallon, où on les retrouve au voisinage d'une grande source qui jaillit presque directement au Sud de l'église de Bedeille. Comme il n'y a pas de fossiles dans cet ensemble de roches, on ne peut guère en préciser l'âge. Pourtant tenant compte des caractères lithologiques et du fait que ces couches, au Nord, confinent au Trias, je crois pouvoir les rapporter à l'Infralias.

Infralias de Betchat. — Au Nord de Betchat, dans le grand complexe de Trias, existe, au SSW de Laubeto, sur le bord de la route de Cassagne, un affleurement de calcaires gris-bleuâtres et de cargneules jaunes qu'il faut, d'après M. DUBAR (23, page 50), rapporter à l'Infralias.

b. JURASSIQUE MOYEN

Le Lias schisteux est surmonté en concordance par une puissante assise (j'estime son épaisseur à près de 200 mètres) de *dolomies noires*, cristallines, fétides à la cassure fraîche, souvent pulvérulentes, parfois brècheuses. Quoique cette assise n'ait pas fourni de fossiles, on la rapporte au *Bajocien* et au *Bathonien*.

Le *Jurassique supérieur* et les *étages les plus inférieurs* du

Crétacé manquent. Sur la dolomie noire du Jurassique moyen reposent en concordance les calcaires de l'Aptien. Il faut donc supposer une *période d'émersion* pour le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur jusqu'à l'Aptien.

Dans la région des terrains secondaires du massif de l'Arize, cette émigration est caractérisée par la présence de gisements de *Bauxite*. Ces dépôts continentaux forment des lentilles intercalées entre la dolomie jurassique et les calcaires aptiens. Il s'agit d'argiles rouges ou jaune-ocre, ferrugineuses, souvent riches en minerai de fer pisolithique. Les gisements de bauxite sont fréquents dans la région comprise entre Audinac et Lara. La bauxite existe aussi à Bouchou et dans le voisinage de Sainte-Croix-de-Gajan. L'affleurement le plus occidental que j'aie constaté est situé à l'Ouest de Sarrade (au NNE de Taurignan-Vieux).



4. CRÉTACÉ INFÉRIEUR

Etant donnée la lacune dont nous venons de parler, le Crétacé inférieur ne comporte que l'*Aptien* et l'*Albien*. Ces deux étages se montrent, dans la région étudiée, sous *deux faciès différents*, l'un typique pour le massif de Milhas, l'autre pour le massif de l'Arize. En plus, il existe, dans la zone cénomaniennne, quelques pointements d'Aptien qui, bien qu'ils appartiennent au faciès du massif de l'Arize, méritent une mention spéciale.

a. FACIÈS DU MASSIF DE MILHAS

Le Crétacé inférieur de ce faciès ne pénètre dans la région étudiée que dans son coin Sud-Ouest. C'est la bande formée d'Aptien et d'Albien qui prend naissance entre Saleich et Castagnède et se poursuit par Mauvezin-de-Prat, Francazal et Cazavet.

Aptien.

Il forme une assise très épaisse (1.000 mètres ou davantage) comportant deux couches de calcaires gris-clair ou foncés, semi-cristallins, à *Toucasia* et à *Orbitolines*, séparées par une couche

puissante de calcaires noirs et de calcaires marneux également noirs, schisteux, à rares *Orbitolines*. La vallée de Francazal, qui traverse les couches verticales de cet étage, offre une belle coupe de ce complexe. On voit bien les deux couches claires, saillantes, que forment les calcaires marmoréens, et la zone déprimée de roches sombres, moins résistantes, qui s'intercale au milieu des calcaires.

Albien.

L'Albien, très épais, comprend des calcaires noirs à veines de calcite blanche et des schistes marno-calcaires noirs.

b. FACIÈS DU MASSIF DE L'ARIZE

Aptien.

L'Aptien est formé de calcaires compacts à faciès urgonien, gris-clair ou foncés à sections de *Rudistes*, à *Orbitolines*, à *Miliolidées* et avec une espèce de *Mélobésiée* très caractéristique. Son épaisseur est voisine de 200 mètres. L'Aptien du massif de l'Arize se distingue bien de celui du massif de Milhas : les calcaires marneux lui font complètement défaut et ses calcaires ne sont pas marmoréens.

En comparant la carte géologique (Pl. I) avec la feuille de Saint-Gaudens de la carte géologique détaillée, on remarquera, sur la rive droite du Salat, entre Bonrepaux et Sainte-Croix-de-Gajan, plusieurs affleurements d'Aptien que M. CAREZ a rapportés, par erreur, au Lias inférieur. Ces calcaires ne montrent pas seulement les caractères lithologiques de l'Aptien, mais renferment aussi ses fossiles habituels, comme des *Orbitolines*, des sections de *Rudistes*, des *Miliolidées* et des *Mélobésiées*.

Les calcaires gris-clair de l'Aptien sont surmontés par des marnes schisteuses noires de l'Albien. Le passage de l'Aptien à l'Albien se fait par l'intermédiaire de quelques couches de calcaires marneux noirs, sauf à l'Ouest de Caumont où j'ai observé une brèche grossière polygénique intercalée entre les calcaires de l'Aptien et les schistes marneux noirs de l'Albien. Cette brèche ne forme cependant pas une couche continue; malgré la végétation dense qui empêche l'exploration géologique, j'ai pu constater que la brèche ne forme qu'une lentille très allongée (voir Pl. I),

mais sa situation à la limite de l'Aptien et de l'Albien est tout à fait évidente.

La même brèche se trouve aussi à Bonrepaux et au Négrat, mais ses relations stratigraphiques ne sont pas claires, cette région ayant subi des mouvements tectoniques violents. Cette brèche que je nomme « *brèche de Bonrepaux-Caumont* », est polygénique, bien cimentée, se présentant comme une roche solide et compacte. Les éléments, des morceaux de calcaires liasiques et aptiens et de dolomies du Lias et du Jurassique moyen, sont de toute taille, des débris les plus fins jusqu'à des blocs d'un mètre de diamètre. Les éléments ont des contours anguleux, mais les arêtes sont émoussées. Ils sont joints par une pâte composée d'un mélange de ciment calcaire et de petits débris de roches. Sous le microscope, j'ai constaté, dans la pâte, des restes isolés de Mélobésiées. Une étrange particularité de la brèche est qu'elle contient des marnes ou des argiles noires écrasées. Ces matériaux noirs se trouvent en nids étirés ou en de minces veines irrégulières entre les éléments calcaires, ils enveloppent complètement certains composants, de sorte qu'ils paraissent parfois remplacer le ciment calcaire. Il n'est guère possible de dire si ces matériaux marneux se sont déposés dans la brèche pendant sa formation ou si ce sont tout simplement d'anciens composants marneux de la brèche.

La nature pétrographique de notre brèche est donc un peu étrange; toutefois, la présence dans la pâte calcaire de restes d'organismes (Mélobésiées) indique plutôt une origine sédimentaire. La position stratigraphique, cependant, que la brèche montre à Caumont, la caractérise nettement comme une *brèche de la base de l'Albien*.

Albien.

Série très puissante de marnes noires, schisteuses, plus ou moins calcaires ou gréseuses. Dans la région de Taurignan-Vieux, s'intercalent des bancs de grès fin, dur, exploité pour la fabrication de pierre à faux. Rarement on rencontre des calcaires noirs brécheux à Orbitolines et de la brèche fine en bancs minces. L'Albien est fossilifère en divers points. Les gisements de Hajole (près d'Audinac) et de Saint-Lizier sont fouillés depuis longtemps et les auteurs ont déjà mentionné un grand nombre d'espèces

récoltées à ces localités. Je ne cite que *Parahoplites milletianus* et *Desmoceras Beudanti*. Au Sud-Ouest de Caumont, j'ai récolté des *Orbitolines dégagées*, provenant d'un banc de calcaire brècheux, par place un peu marneux. Ce gisement fossilifère est situé au bord de la route qui monte de Caumont au point 531, immédiatement après le grand tournant qui se trouve à un kilomètre de cette localité. Les *Orbitolines* récoltées sont de taille moyenne. On distingue deux formes différentes, l'une conique et l'autre plate. Je l'ai déterminée *Orbitolina subconcava* LEYMERIE, *forme A et forme B*.

Il me reste à signaler un affleurement d'Albien — je le nomme « *Albien de Bouchou* » — qui, à cause de sa position tectonique, mérite un intérêt spécial. Dans le voisinage de la métairie de Bouchou (à 5 km. 1/2 au Nord de Saint-Girons), j'ai constaté un affleurement d'Albien qui n'est pas marqué sur la carte géologique détaillée. Au Nord d'une bande étirée de calcaires aptiens, on observe des calcaires marneux noirs passant à des schistes fissiles de même couleur. J'y ai rencontré des débris d'Ammonites et des Lamellibranches. Le seul fossile déterminable que j'aie récolté est *Nucula bivirgata* FITTON, fossile qui est fréquent à Audinac. Les fossiles indéterminables se trouvent dans le même état de conservation que ceux de l'Albien d'Audinac et de Saint-Lizier et paraissent appartenir aussi aux mêmes espèces. Il n'y a donc pas le moindre doute que ces terrains, sur la position desquels je reviendrai plus tard (voir page 99), sont de l'Albien typique.

C. CRÉTACÉ INFÉRIEUR DE LA ZONE CÉNOMANIENNE

Dans la région de Baup-Matilot affleurent à plusieurs endroits les calcaires gris-clair de l'Aptien. Leur faciès est identique à celui de l'Aptien de l'Arize. Il s'agit, d'une part, de petites lentilles isolées prises dans le Cénomanien; d'autre part, d'Aptien qui fait partie d'une grande écaille composée de terrains secondaires allant du Lias à l'Aptien. Dans le deuxième cas, l'Aptien est recouvert, probablement en discordance, par les brèches transgressives du Cénomanien. Je n'ai pas pu constater la présence de l'Albien et on peut supposer ou bien qu'il ne s'est jamais déposé là ou bien qu'il a été enlevé par l'érosion avant la transgression cénomanienne. La première supposition me paraît plus

probable. Je n'ai jamais trouvé des traces d'Albien dans la brèche transgressive du Cénomanién. De plus, les brèches albiennes de Caumont et de Bonrepaux indiquent que, dans une partie restreinte de la région de l'Arize, il doit exister une lacune à la base de l'Albien, de sorte qu'il ne paraît pas invraisemblable de supposer que, plus au Nord, il n'y a jamais eu de dépôts répondant à cet étage.



5. CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

a. CÉNOMANIEN

Dans la région étudiée, le massif de l'Arize et celui de Milhas ne comprennent pas de terrains postérieurs à l'Albien. Dans les Petites Pyrénées, par contre, on ne connaît pas de dépôts antérieurs au Sénonien. Le Cénomanién n'existe que dans une seule unité tectonique, la large zone qui s'intercale entre le bord Sud des Petites Pyrénées et les terrains secondaires des massifs de Milhas et de l'Arize; M. CAREZ l'a nommée « *Zone cénomaniénne* », parce qu'elle est, en majeure partie, occupée par des assises de cet âge.

Mes recherches m'ont conduit à diviser cette large zone en deux parties inégales, plus ou moins indépendantes l'une de l'autre, dont chacune montre le Cénomanién sous un faciès différent. Ces deux parties sont d'abord, au Nord, le long du bord Sud des Petites Pyrénées, une bande étroite de Cénomanién du faciès que je nomme *faciès Nord*, et puis, au Sud, séparé de la partie Nord par les massifs primaires et les écaillés de Baup, une large zone de Cénomanién de *faciès Sud*.

Cénomanién faciès Nord.

Série de marnes schisteuses gris-clair, parfois verdâtres ou rougeâtres, avec des intercalations de couches minces de psammite gris ou brun. On y trouve aussi des bancs de brèche polygénique fine ou moyenne; les brèches grossières sont cependant très rares. Enfin, j'ai à signaler encore deux gisements fossilifères dans le Cénomanién Nord.

D'abord à l'Est du moulin de Pèle, affleure, dans la vallée du

Volp, au milieu de marnes schisteuses, des calcaires brècheux à débris anguleux de schistes paléozoïques. Dans ces calcaires, j'ai constaté quelques rares *Orbitolines*.

Le deuxième gisement est situé près du hameau de la Jeanne, à un kilomètre au Nord-Est de Contrazy. C'est dans un rocher de calcaire gris à coraux que j'ai constaté ces *Orbitolines*; elles sont plates et paraissent voisines d'*Orbitolina subconcava*.

Le Cénomanién du faciès Nord se distingue du faciès Sud par ses couleurs plus claires et par ses psammites typiques. Toutefois il y a des relations entre les deux régions de faciès. Au milieu de la partie Sud de la zone cénomaniénne, au Nord de Prince (ferme abandonnée à 2 km. à l'Ouest des Baudis), j'ai constaté, dans le Cénomanién de faciès Sud, une masse de marnes schisteuses, grises et rouges, pareilles à celles du Cénomanién de faciès Nord. Pour attribuer les terrains de la zone Nord au Cénomanién, je me suis fondé avant tout sur les relations existant entre ces deux faciès, car je n'ai pas pu déterminer avec certitude les fossiles trouvés.

Cénomanién faciès Sud.

Série très puissante de schistes marneux, parfois un peu gréseux, gris-brun ou gris-bleu, foncés, à intercalations de grès gris. Comme je l'ai indiqué plus haut, j'ai rencontré, dans une seule région, au Nord de Prince, des schistes marneux qui montrent les caractères lithologiques du Cénomanién Nord.

L'immense série de schistes est accompagnée de grandes masses et de couches puissantes de conglomérats de toute sorte, de *brèche* fine ou grossière, de *poudingue* et de *conglomérats qui ne sont ni des brèches ni des poudingues purs* (1). MAGNAN, le premier géologue qui étudia ces conglomérats, les a désignés sous le nom de « *conglomérats de Camarade* ». Toutefois cette dénomination n'est pas heureuse, car le village de Camarade est presque en dehors de cette zone; de plus, comme on verra plus loin, il ne s'agit pas d'un seul conglomérat, mais de plusieurs offrant des types très variés.

Ces conglomérats méritent une attention spéciale, car ils sont

(1) Je fais remarquer que pour l'usage des termes de « conglomérat », « poudingue », et « brèche », je me tiens strictement à la définition qu'en donne M. J. de LAPPARENT dans son traité de pétrographie (38, page 452).

d'une importance capitale pour la stratigraphie comme pour la tectonique de la zone cénomaniennne.

Pour leur étude, il est important de tenir compte de leurs rapports évidents avec les masses de Primaire et de Secondaire qui se trouvent le long du bord Nord de la zone du Cénomanien Sud. Pour en faciliter la description, je diviserai donc la zone en question en trois régions : une région Ouest (située au Sud du Primaire de Betchat-Bagert), une région centrale (celle des écailles de Baup) et une région Est (s'étendant au Sud du Primaire de Contrazy-Camarade et de Gausseran). Je décrirai d'abord les conglomérats de la région Ouest et Est qui ont beaucoup de traits communs, puis ceux de la région centrale qui sont d'un type spécial.

Conglomérats de la région Ouest. — Dans cette région, les conglomérats les plus beaux se trouvent le long du bord Nord de la zone du Cénomanien Sud, c'est-à-dire le long du Primaire de Betchat-Bagert. Dans la plupart des cas, ce sont des brèches. Il en faut distinguer deux sortes, d'abord une véritable brèche de transgression — *brèche de base* — puis la *brèche en couches* régulières intercalées dans le Cénomanien.

La brèche de transgression s'observe le mieux dans la région de Montaut (à l'Est de Betchat), spécialement dans le ruisseau qui se trouve à l'Ouest de Montaut. En remontant ce ruisseau à partir de Castelbon (au Nord-Est de Betchat), on traverse le Primaire de Betchat-Bagert du Nord au Sud, les schistes siluriens d'abord, puis les calcaires dévoniens. Au Sud, le Primaire est recouvert par une brèche grossière, polygénique, formée de fragments et de gros blocs de roches paléozoïques, de calcaires et de schistes, c'est-à-dire des mêmes roches que ceux qui composent le Primaire de Betchat-Bagert. C'est le conglomérat de base du Cénomanien. Au Sud, il est suivi de schistes marneux, parfois un peu gréseux, alternant avec des couches minces de brèche fine et des couches importantes de brèche grossière de la même composition que la brèche de base. Ces couches de brèches, intercalées dans les schistes cénomaniens, s'observent encore mieux au bord de la route, entre le ruisseau en question et Montaut. Ce sont des couches d'un demi-mètre jusqu'à deux ou trois mètres d'épaisseur qui se terminent, au toit et au mur, par des plans nets, concordants aux schistes encaissants.

La brèche de base et la brèche en couches sont bien cimentées et, par conséquent, compactes et résistantes. Elles sont formées presque entièrement de morceaux anguleux dont le grand diamètre est de 5 à 40 centimètres et qui se trouvent dans une pâte composée de débris plus petits et de ciment calcaire. Rarement, on y trouve des morceaux plus ou moins arrondis. Ça et là, on rencontre aussi dans cette brèche des gros blocs atteignant un diamètre d'un mètre ou davantage.

Des brèches en couches, pareilles à celles que nous venons de décrire, existent partout le long du bord Sud du Primaire de Betchat-Bagert. On en voit de très bons affleurements, par exemple, au bord de la route, entre Sère et Bagert et entre Bagert et Cap-Blanc. Ainsi, à une distance d'environ 600 mètres à l'Est de Bagert, j'ai remarqué une couche de brèche de presque 20 mètres d'épaisseur. Ses éléments consistent exclusivement en roches paléozoïques (calcaire et marbre dévonien et schistes gris foncés). Leur plus grand diamètre est de 5 à 40 cm. Ses contours sont anguleux ou rarement un peu arrondis. Ça et là, on y voit aussi de gros blocs. Ainsi, j'en ai trouvé un, de marbre rose, de 2 m. de diamètre. Comme à Montaut, cette couche de brèche se termine au toit et au mur par des plans de couches nets, concordants aux schistes cénomaniens, dans lesquels elle est intercalée.

Mais la zone riche en conglomérats, qui suit le Primaire de Betchat-Bagert, ne s'arrête pas aux limites latérales du massif. Elle se prolonge aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest au delà du Primaire. C'est ainsi qu'on observe une grande masse de conglomérats dans la région située à environ 1 km. au Nord-Est de Barjac. Ce sont des brèches très grossières, mais il existe aussi du poudingue typique. Ainsi, on trouve sur la route de Tourtouse à Roquelaure, immédiatement au Sud de la limite du Céno-manien Nord, sur une distance de presque 200 m., un poudingue grossier, bien cimenté, composé de galets de roches paléozoïques, contenant parfois aussi de gros blocs anguleux.

De même, à l'Ouest du Primaire de Betchat-Bagert, des conglomérats affleurent à divers endroits. Une mention spéciale est méritée par un affleurement de brèche, situé au Nord du hameau d'Espancoussès (à 1 km. au Sud-Est de Salies-du-Salat). A mon avis, il s'agit d'une brèche de base. Sur les bords du chemin qui, dans un petit vallon, monte du hameau vers le Nord-Est, pour

aboutir au coteau du point 418, on trouve une brèche extrêmement grossière. Elle est composée de très gros blocs appartenant à des roches très diverses. J'y ai ainsi constaté l'existence de calcaire et de marbre dévonien, de dolomie et de schistes paléozoïques, de calcaires probablement liasiques, enfin de calcaire aptien à Orbitolines et à Miliolidées. Parmi ces blocs, il y en a qui atteignent sûrement un volume de 200 mètres cubes. Ça et là, on peut observer sur les blocs des restes d'une pâte de brèche fine à ciment calcaire. Malgré la taille énorme des composants, j'estime qu'on peut considérer cette brèche comme d'origine sédimentaire.

Conglomérats de la région Est. — Dans cette région, les conglomérats jouent un très grand rôle. Contrairement à ce qui se passe dans la région Ouest, je n'ai pas pu constater une transgression du Cénomanien sur du Primaire. Nous verrons plus loin, dans la partie tectonique, que la limite du Cénomanien et du Primaire de Contrazy-Camarade et de Gausseran a plutôt le caractère d'un contact mécanique. La plupart des conglomérats qu'on rencontre dans cette région, parfois en masses importantes, se trouve entourée de Cénomanien; à maints endroits, on peut constater qu'elles sont intercalées nettement en couches dans les schistes cénomaniens; les relations des conglomérats avec le Cénomanien ne sont cependant pas visibles partout.

Ces conglomérats sont très variés. Ils renferment des *brèches* aussi bien que des *poudingues typiques*; parfois *les éléments anguleux s'y trouvent mélangés aux éléments arrondis*. La nature des roches dont ils se composent est aussi très variable. On en rencontre qui sont presque uniquement formés de schistes et de quartzites paléozoïques; d'autres sont très polygéniques. En voici quelques exemples; envisageons tout d'abord les brèches.

Une assise de brèche très polygénique, ressemblant beaucoup aux brèches en couches de la région Ouest, affleure, à 1 km. à l'Ouest d'Espalas, à l'embranchement du ruisseau passant au Nord-Est de Martisses. Vers le toit et le mur, la brèche est assez fine, tandis qu'au milieu elle est très grossière et comprend de gros blocs. La brèche est bien cimentée, dure et compacte. Elle comprend comme éléments des quartzites et des schistes d'âge primaire indécis, des calcaires dévoniens, des grès permien et des dolomies et calcaires probablement liasiques.

Un autre type de brèche s'observe à environ 2 km. au Sud-Est de Mauvezin-de-Sainte-Croix. Le ruisseau W Font 1, à 100 m. de sa jonction avec le ruisseau W Font 2, traverse une zone de brèche grossière, large de près de 100 m. (2). Elle comprend de gros blocs de calcaire gris, de schistes, de quartzites et de grès quartzeux. Le plus volumineux, qui appartient à un grès permien, doit avoir près de 15 mètres cubes. Malheureusement, les rapports du conglomérat avec les schistes cénomaniens ne sont pas visibles.

Plus en amont, dans le même ruisseau, on trouve une couche de conglomérat semblable, aussi caractérisée par de gros blocs de Primaire; là on peut bien constater que le conglomérat forme une couche régulière dans les schistes cénomaniens.

J'ai indiqué plus haut que parfois les brèches sont presque exclusivement composées de schistes foncés et de quartzites paléozoïques; dans ce cas, elles sont donc presque monogéniques.

Une semblable brèche s'observe, par exemple, à environ 1 km. à l'Ouest de Clermont, à l'endroit où le ruisseau passant à l'Est de Chapot traverse la route La Molte-Clermont. Il y a là une grande masse de brèche, formée essentiellement de schistes et de quartzites paléozoïques. On y remarque cependant un bloc de grès permien, isolé, de 5 m. de diamètre. On peut observer que la brèche confine d'un côté, par un plan concordant, aux schistes cénomaniens adjacents.

Des brèches de ce genre composées uniquement de schistes et de quartzites paléozoïques affleurent au Sud-Est de Mauvezin-de-Sainte-Croix, dans le ruisseau W Font 1, mentionné plus haut. Cette brèche, à laquelle manque l'élément calcaire, est souvent très mal cimentée, donc peu cohérente. La brèche en soi pourrait, dans ce cas, représenter aussi bien une brèche mécanique ou tout simplement des éboulis de pente. On ne peut donc lui attribuer une origine sédimentaire que là où elle est intercalée en couche régulière dans le Cénomaniens.

La question de l'origine ne peut pas être tranchée pour des brèches qu'on trouve, par exemple, au Sud du Primaire de Contrazy-Camarade, dans les trois ravins situés à l'Est de Contrazy,

(2) Pour faciliter la description, j'ai désigné sur ma carte huit ruisseaux des environs de Font-del-Fer, Clermont et Lézères, de la manière suivante: W Font 1-2, N Cler 1-3 et W Lez 1-3.

et pour des brèches pareilles dans le ravin N Cler 1 (au NNW de Clermont) à l'Ouest du massif de Gausseran. Ces brèches, qui n'affleurent que d'une manière insuffisante, sont composées de débris de schistes et de quartzites et ne renferment que très rarement des morceaux de calcaire. Il me paraît probable qu'il s'agit ici de conglomérat de base du Cénomanién, mais comme on ne voit nulle part la brèche en contact avec le Primaire ou avec le Cénomanién schisteux, un jugement exact est impossible.

Les poudingues ne se trouvent que dans une région restreinte, située entre Camarade et Clermont. C'est au Sud de Gauziats, au-dessus des ruisseaux N Cler 2 et N Cler 3, et au Nord du point 595, dans la partie supérieure du vallon du ruisseau W Lez 3 qu'affleurent des bancs réguliers de poudingue, intercalés normalement dans les schistes cénomaniens. Ce poudingue est formé de galets bien arrondis de 5 à 50 cm. de diamètre; on y trouve aussi, mais rarement, des blocs atteignant 1 mètre. Ses éléments consistent surtout en calcaires liasiques et en galets d'ophites typiques. Dans les ruisseaux W Lez 1 et W Lez 2, on trouve des conglomérats semblables, mais qui présentent, à côté des galets, des éléments anguleux. De plus les calcaires liasiques et les ophites y sont mélangés avec des roches paléozoïques.

Remarque. — La première fois qu'on se trouve en présence des conglomérats grossiers du Cénomanién, on est frappé par les dimensions de certains blocs qui y sont renfermés. Sans vouloir discuter ici la question de savoir comment ces blocs ont été transportés et englobés dans ces conglomérats, nous remarquerons seulement que leur taille énorme n'est pas un argument qui s'oppose à l'origine sédimentaire des formations dont ils font partie. Comme je viens de le dire, on observe souvent ces blocs dans de la brèche grossière nettement sédimentaire puisqu'elle est intercalée en couche normale dans les schistes cénomaniens, sans qu'on puisse constater les moindres traces d'actions tectoniques. Ces constatations nous permettent de conclure que la présence de gros blocs est tout à fait compatible avec l'origine sédimentaire d'une brèche.

Conglomérats de la région centrale. — La région centrale comprend deux parties : au Nord, un chaos d'écaillés de terrains pri-

maires et secondaires (la *région des écailles de Baup*); au Sud, une série redressée de schistes cénomaniens, dirigée W-E. C'est dans la première de ces régions, qu'existent de grandes masses de *brèche polygénique* d'un type spécial que j'appelle « *type de Baup* »; elles se trouvent surtout à trois endroits : au Nord-Est du moulin de Tranquette, au Nord-Est de Baup et au Nord de Micha, mais on en voit aussi de petits affleurements un peu partout dans la région au Nord de Baup.

Il s'agit toujours d'une brèche très polygénique, composée de débris de toute sorte de terrains. Ce sont surtout les roches des terrains secondaires (calcaires et dolomies liasiques, dolomie du Jurassique moyen, et calcaire aptien) qui forment en majeure partie la brèche et lui donnent son aspect caractéristique. Au Nord de Micha, des morceaux d'ophite y sont intercalés. Les roches paléozoïques, schistes, quartzites et calcaires, n'y manquent pas, mais leur distribution est très irrégulière. Elles prédominent localement sur les autres éléments, parfois elles font aussi complètement défaut.

La taille des éléments de la brèche varie beaucoup; les éléments les plus gros qu'on y rencontre peuvent atteindre plusieurs mètres de diamètre. Toutefois les gros blocs sont plutôt rares; ils abondent seulement aux endroits où la brèche comprend beaucoup de matériaux paléozoïques. De même la cimentation de la brèche est très variable. Lorsqu'elle contient suffisamment de ciment calcaire, elle est très compacte et résistante. Ça et là, elle est mal cimentée et se décompose au cours de l'altération; c'est le cas surtout quand les schistes paléozoïques prévalent.

La disposition des éléments est chaotique et les intercalations de schistes cénomaniens font absolument défaut. Comme la région de Baup présente une tectonique très accidentée, on est tenté, au premier abord, d'interpréter ces brèches comme d'origine mécanique. C'est ce que j'ai fait au commencement de mes études. Plus tard des observations détaillées m'ont appris que cette interprétation ne pouvait pas être soutenue et l'examen pétrographique au laboratoire m'a convaincu enfin complètement qu'on a affaire à une brèche de base, nettement sédimentaire.

Tout d'abord, il est à remarquer que cette brèche ne contient que des roches d'une certaine dureté. Les marnes liasiques et les argiles triasiques qui affleurent à proximité y font complètement

défaut. Si elle provenait d'un broyage et d'un mélange de toutes les roches de la série puissante du Silurien jusqu'à l'Aptien, on ne comprendrait pas pourquoi les marnes et les argiles ne prendraient pas part à leur composition. De plus, il est à noter qu'on ne peut nulle part observer entre la brèche et les roches avoisinantes la zone de transition qu'on devrait s'attendre à trouver, si la brèche était due au broyage de roches intactes. Aussi, au Nord-Est de Baup, où la brèche se trouve en contact avec le Cénomanien schisteux, sa composition ne présente aucun changement et les moindres traces de schistes cénomaniens écrasés y manquent. D'autre part, il est important de remarquer que le Cénomanien qui, à Baup, se trouve immédiatement au Sud de la brèche (c'est le complexe que je nomme brèche de Pastureau, voir page 70), renferme des couches régulières de brèche fine, mais d'ailleurs de même composition que la brèche du type de Baup.

Pour l'étude de la structure intime de ces brèches, je me suis servi de deux procédés : d'une part, l'examen au microscope binoculaire de surfaces préalablement polies; d'autre part, l'étude en plaques minces ordinaires. Ces deux procédés m'ont permis de faire les observations suivantes :

Les contours des éléments sont anguleux, mais à arêtes un peu émoussées. Parfois ils montrent de petites irrégularités saillant et rentrant, une sorte d'indentation, comme s'il y avait eu une légère corrosion. Entre les éléments, on constate une pâte composée de débris très fins de roches et de ciment calcaire, souvent cristallin. Presque dans la moitié des échantillons examinés, j'ai observé *dans la pâte, des coquilles d'Orbitolines ou des restes de Mélobésiées*. Ces fossiles, souvent fragmentaires, s'y trouvent à l'état isolé; il faut donc supposer que *ces organismes étaient contemporains de la formation de la brèche*. A mon sens, ce fait prouve, d'une façon incontestable, *l'origine sédimentaire* de cette brèche.

Les traces d'actions dynamiques, qui se voient çà et là, ne s'opposent pas à cette conclusion. Par exemple, les fissures remplies de calcite qu j'ai observées souvent en étudiant des échantillons polis de la brèche, sont visiblement postérieures à sa formation, car elles traversent également le ciment et les éléments sans avoir égard à la structure conglomératique de la

roche. Le fait qu'à certains endroits, par exemple au voisinage de Baup, les éléments schisteux paraissent un peu écrasés, ne prouve rien. Il est tout à fait naturel que les mouvements orogéniques qui ont produit dans la région de Baup une tectonique si compliquée, aient laissé des traces dans les roches, surtout dans les schistes.

Remarque à propos de la transgression cénomaniennne.

Bien que nos connaissances sur la gène des brèches soient encore incomplètes, je crois pouvoir admettre que les matériaux dont se composent les brèches cénomaniennes n'ont pas parcouru un long trajet de l'endroit où ils ont été arrachés au lieu de sédimentation; pour les brèches de base, il est même probable que les matériaux sont empruntés directement au substratum. La composition des brèches du Cénomanienn et son mode de transgression sur les terrains antérieurs peuvent nous fournir des indications très précieuses sur la nature du sous-sol, sur lequel le Cénomanienn s'est déposé.

Nous avons vu d'abord que le Cénomanienn est transgressif sur le Primaire de Betchat-Bagert et présente une brèche composée uniquement de terrains primaires. Ensuite nous avons constaté dans la région Est des brèches formées en majeure partie de terrains paléozoïques, mais comprenant aussi du Lias et des ophites. Enfin, nous avons fait connaissance, dans la région de Baup, d'une brèche de base, dans la composition de laquelle les terrains secondaires prévalent. Je puis ajouter encore un fait, sur lequel je reviendrai en parlant de la tectonique, c'est que la brèche du type de Baup (spécialement sa partie que je désigne comme brèche de Pastureau, voir page 73) paraît être transgressive sur l'Aptien.

Etant donnés ces faits, il est vraisemblable que la plus grande partie de la *surface antécénomaniennne* était formée de terrains primaires; mais avec, ici ou là, très probablement des îlots de terrains secondaires : du Trias, dont les ophites se trouvent dans les poudingues de Gauziats et les brèches de Baup, du Lias, du Jurassique moyen, et de l'Aptien. L'Albien faisant défaut, on doit admettre pour l'époque albienne une période d'émersion (voir aussi le chapitre 4, c, page 27). Cette surface dut présenter un relief accusé qui fait supposer des *mouvements orogéniques antécénomaniens assez violents*. Comme l'attestent les

brèches dont nous avons parlé, ces mouvements ont sans doute continué durant le Cénomanién.

Gisements fossilifères.

Dans le Cénomanién de la région étudiée, les fossiles sont très rares et des formes caractéristiques manquent totalement. Toutefois, l'âge cénomanién est attesté par les fossiles découverts à l'Est de la région qui nous occupe. C'est *Ostrea carinata*, trouvée à Garrodoumeng, et des *Caprinules*, récoltées à Péléchou et à Fourné (voir 9, fasc. IV, page 2217). Les gîtes fossilifères que j'ai rencontrés sont tous situés aux environs de Baup, c'est-à-dire :

Au nord-Ouest de Tucau;

Au bord de la route entre Gabax et Baup;

Au bord de la route de Gabax à Bardies;

A l'Ouest de la métairie de Martisses.

Partout ce sont des couches de calcaire marneux, gris-forcé ou noir, grumeleux et friable, parfois brêcheux, intercalées entre les schistes cénomaniéniens, qui m'ont livré quelques mauvais *Brachiopodes*, un morceau d'*Alectryonia* indéterminable et un grand nombre d'*Orbitolines*, des formes *A* et *B* de l'espèce *Orbitolina subconcava* LEYMERIE. Dans notre région, ces *Orbitolines* se rencontrent donc aussi bien dans l'Albien (voir page 27), caractérisé par des *Ammonites* à Audinac et à Saint-Lizier, que dans le Cénomanién. La même constatation, quant à la distribution de *Orbitolina subconcava*, a été faite par M. VIENNOT dans les Pyrénées occidentales (57, page 30).

b. CAMPANIEN ET MAESTRICHIEN

Le Turonien n'existe pas dans la région étudiée. Dans la zone cénomaniénne, des terrains plus récents que le Cénomanién n'ont jamais pu être démontrés. Dans les Petites Pyrénées — abstraction faite du Trias de Betchat — on ne connaît pas de terrains plus anciens que le Campanien.

Le Sénonien et des terrains plus récents ne se trouvent que dans les *Petites Pyrénées*. Cette unité tectonique nous montre une série, complètement différente de ce que nous avons rencontré soit dans le massif de l'Arize, soit dans le massif de Milhas, soit enfin dans la zone cénomaniénne. Cette série des Petites Pyrénées commence avec le *Campanien* et se

poursuit jusqu'au *Lutétien*. Sa stratigraphie est bien connue depuis longtemps, surtout grâce aux travaux classiques de A. LEYMERIE. C'est lui qui a attiré l'attention des géologues sur l'intéressante *transition continue* qui s'observe dans les Petites Pyrénées du *Crétacé au Tertiaire*. Pour ces couches de passage, LEYMERIE a créé son étage *Garumnien*, dont la partie supérieure, la « *colonie* » de LEYMERIE, correspond au Montien, la partie moyenne, le Garumnien moyen, au Danien, tandis que le Garumnien inférieur appartient au Maëstrichtien. Bien que notre région soit située en majeure partie dans l'Ariège, la série des Petites Pyrénées y est très bien représentée et l'on peut y retrouver toutes les assises établies par LEYMERIE dans la Haute-Garonne.

La série qui représente le Campanien et le Maëstrichtien comporte les quatre assises suivantes.

1) Marnes bleues.

Série de marnes et d'argiles gris-bleu. A la base s'intercalent — surtout dans la partie orientale de la région étudiée — des grès gris ou bruns, parfois micacés, en dalles minces ou en banes épais. Souvent les marnes sont lardées de plaquettes de calcite blanche striée. Les couches supérieures de cette assise renferment çà et là des fossiles du *Maëstrichtien*, tandis que sa base doit, d'après la faune que j'ai récoltée à Bedeille, être attribuée au *Campanien*.

Faune campanienne de Bedeille. — Au bas-fonds de Bedeille, à Soumet-d'en-Bas, les marnes bleues renferment quelques récifs de calcaire à coraux et à rudistes. L'abbé POUËCH avait déjà exploré et décrit ce gisement, il y a presque cinquante ans, mais à cette époque son importance stratigraphique ne pouvait pas encore être reconnue (48).

Les rudistes se rencontrent à plusieurs endroits; d'abord sur un terrain inculte, à l'ENE de Soumet-d'en-Bas — c'est le meilleur affleurement — puis aussi dans les champs situés des deux côtés de la route directe de Bedeille à Cap-Blanc.

Voici la liste des fossiles que j'ai récoltés à ces endroits (3) :

Vaccinites robustus TOUCAS, 2 exemplaires;

Vaccinites Archiaci MUNIER-CHALMAS, 1 exemplaire;

(3) Ces fossiles sont déposés à la collection du Laboratoire de Géologie de Toulouse.

Orbignya Heberti MUNIER-CHALMAS, 2 exemplaires;
Orbignya Heberti MUNIER-CHALMAS, var. *Verneuilli* BAYLE (?), 1 exemplaire;
Orbignya striata DEFRANCE (?), 1 exemplaire;
Praeradiolites subtoucasi TOUCAS, 2 exemplaires;
Plagioptychus sp., fragments.
Radiolites incomplètes et indéterminables;
Cyclolites cf. *Reussi* DE FROMENTEL, 4 exemplaires.

Les espèces citées ne laissent pas le moindre doute sur l'âge de cette faune; c'est le Campanien (voir 56, page 120).

2) Couches de transition des marnes bleues au calcaire nankin.

Dans la partie occidentale des Petites Pyrénées, où règne le calcaire nankin (voir plus bas), les marnes bleues se chargent vers le haut de calcaires marneux et de calcaires gris, qui forment ainsi une transition insensible des marnes bleues à l'assise supérieure, le calcaire nankin. Ce complexe marno-calcaire est riche en fossiles dont quelques-uns sont caractéristiques du Maëstrichtien. Mentionnons les deux gisements fossilifères suivants :

a) *Pech de Montsaunès*. — Sur le versant méridional du Pech de Montsaunès, on récolte dans des calcaires marneux des fossiles souvent siliceux. Ce gisement, connu et décrit déjà de LEYMERIE (voir 41, p. 553), a fourni les espèces suivantes :

Galerites gigas DESOR;
Hemipneustes pyrenaicus HÉBERT;
Rhynchonella Eudesi COQUAND;
Ostrea vesicularis LAMARCK;
Ostrea larva LAMARCK;
Exogyra pyrenaica LEYMERIE;
Janira striato-costata GOLDFUSS.

b) *Clouzet (au Nord-Ouest de Betchat)*. — Dans la partie inférieure de la petite combe qui, à l'Ouest de Clouzet, descend au Laouin, j'ai trouvé dans des couches marno-calcaires :

Nerita rugosa HOENINGHAUS;
Conulus gigas COTTEAU;
Rhynchonella Eudesi COQUAND;
Rhynchonella cf. *difformis* D'ORBIGNY;
Lepidorbitoides socialis LEYMERIE;
Orbitella apiculata SCHLUMBERGER.

Un niveau un peu plus élevé, directement à la base du calcaire nankin, renferme :

Exogyra pyrenaica LEYMERIE;
Exogyra aussignica ASTRE (voir 2).

3) Calcaire nankin et grès d'Alet.

Cette assise, qui forme, entre Montsaunès et Camarade, une longue bande de couches redressées, montre un changement de faciès très important : le régime calcaire (*calcaire nankin*) qui règne à l'Ouest fait place, vers l'Est, à un régime gréseux (*grès d'Alet*).

Calcaire nankin. — Assise puissante de calcaire compact fossilifère, de couleur jaune, nankin, à *Orbitoïdés*, à *Exogyra pyrenaica*, à *Hemipneustes*, etc. La base est formée des calcaires marneux décrits ci-dessus.

Grès d'Alet. — Du grès quartzeux, grossier, roux, passant à du poudingue fin à petit galets de quartz roulé et à des sables fins, bruns.

Le changement de faciès du calcaire nankin au grès d'Alet se fait insensiblement. Le calcaire nankin pur, n'existe que sur la rive gauche du Salat. A partir de là, vers l'Est, on rencontre des affleurements de calcaire jusqu'à Ussau, mais des sédiments quartzeux y sont déjà intercalés. Dans le calcaire nankin, par exemple, dont est constituée la colline qui se trouve au Nord-Est de Bout-du-Pont, on rencontre des petits cailloux roulés de quartz. Au Sud de Marsoulas, ces cailloux quartzeux sont parfois si abondants que la roche devient un poudingue fin à ciment calcaire. Ce poudingue est intercalé dans le calcaire nankin typique, exploité dans plusieurs petites carrières. Un fait remarquable que je ne veux pas manquer de signaler ici est que ces conglomérats sont par place pétris d'*Orbitoïdés*.

Un peu plus à l'Est, à l'Ouest de Latour, dans une sablière située sur la route Betchat-Bagert on constate, au milieu du calcaire nankin, des intercalations de sables quartzeux de couleur claire, plus ou moins fins, parfois marneux, formés de petits galets ou de grains fin de quartz.

A peu près dans la même position stratigraphique s'intercalent, au Sud de Latour, dans le calcaire nankin, des sables fins bruns,

lardés de petits galets de quartz. La région de Bedeille est déjà caractérisée par une alternance de calcaires, de grès et de sables. A 2 km. plus à l'Est, à partir du Lens et de là vers l'Est, nous constatons le régime franc du grès d'Alet.

4. Marnes grises et rouges (Garumnien inférieur).

A l'assise du calcaire nankin et du grès d'Alet succèdent des marnes argileuses grises ou tachées de rouge-violacé, avec des intercalations minces de grès gris, souvent friable. La base de cet ensemble contient encore quelques bancs de calcaires gris.

Cette série est fossilifère entre Salies-du-Salat et Marsoulas. LEYMERIE a déjà décrit des fossiles qu'on avait découvert dans la combe du Laouin, en faisant — sans succès du reste — des recherches de lignite (41, page 556).

Dans la même région à peu près, j'ai trouvé un gîte fossilifère qui paraît nouveau. Au bord de la route de Salies-du-Salat à Marsoulas, à 300 m. du pont du Laouin, on rencontre, après avoir traversé quelques bancs de grès, une mince couche de calcaire marneux pétri de *petites Huitres* et d'*Anomia*, dont beaucoup, dégagées par l'altération, sont répandues sur le talus. Ces Huitres, longues de 2 à 4 cm. et larges de 1 à 2 cm., sont de forme très variable. La valve inférieure convexe, montre un crochet droit ou tourné à gauche. Ce fossile se rapproche par plusieurs caractères de *Ostrea garumnica* COQUAND, une Huitre qui a été découverte par LEYMERIE dans la même région, dans l'affleurement mentionné plus haut. Mais l'espèce de COQUAND est décrite comme « *très déprimée* », tandis que notre Huitre montre une valve inférieure nettement convexe. A cause de cette différence, notre fossile ne peut être considéré que comme une *variété convexe d'Ostrea garumnica*.

c. DANIEU

« Calcaire lithographique » (Garumnien moyen).

Assise composée de calcaire lacustre, de couleur gris claire, siliceux, compact et dur, formant une crête saillante dans le paysage. Ce calcaire étant d'une pâte très fine, on a tenté, à plusieurs endroits, de l'exploiter comme pierre lithographique, malheureusement sans succès, la roche étant trop fissurée. Ce calcaire ren-

ferme parfois de grosses concrétions de silex blanc, bleuâtre ou brunâtre. A côté de ce calcaire fin, on observe aussi du calcaire cristallin spathique, souvent rose. A la base de l'assise, une couche de calcaire vacuolaire, cloisonné ou de calcaire blanc crayeux, tendre, est caractéristique.

Quant aux fossiles, on n'a trouvé dans l'Ariège que des formes d'eau douce, surtout des *Cyclostomes*.

Malgré cela, on met l'assise en question — vu sa position entre le Maëstrichtien et le Montien — en parallèle avec le Danien marin de l'avant-pays des Pyrénées occidentales.



6. NUMMULITIQUE

a MONTIEN

(Garumnien supérieur ou « Colonie garumnienne »)

La faune de cette assise montre un mélange d'espèces crétacées et tertiaires, de sorte qu'il est difficile de décider s'il faut la placer dans le Crétacé ou dans le Tertiaire. La découverte cependant, *près de Vivès*, dans les Petites Pyrénées de la Haute-Garonne, de quelques *espèces du calcaire de Mons, en Belgique*, confirme l'existence d'un parallélisme entre le Garumnien supérieur et le Montien typique (voir 24, page 419).

L'assise en question, franchement marine dans la plus grande partie des Petites Pyrénées, devient saumâtre à l'Est du Volp.

Le *Montien de faciès marin* comprend des marnes blanches et calcaires marneux blancs souvent glauconieux. Dans la région de Tourtouse, on observe une tripartition nette de l'assise. Deux complexes de marnes blanches sont séparés par des calcaires marneux blancs, parfois glauconieux et riches en Miliolidées.

A l'Ouest de la Garonne, une mince couche pétrie d'*Operculina Heberti* limite cet étage d'une manière très nette vers le haut. Dans la région étudiée, par contre, cette couche n'est plus si apparente. Les Operculines sont moins nombreuses et montent assez haut dans le calcaire à Miliolidées du Thanétien.

A l'Est de Montardit, *des dépôts saumâtres*, des marnes et des argiles rouges, commencent à se montrer, d'abord seulement

dans la série inférieure des marnes blanches, mais à partir de Camarade, elles remplacent complètement les marnes et calcaires blancs du faciès marin.

Dans le Montien de faciès marin, les fossiles sont nombreux; çà et là on en trouve des gîtes où ils sont même très abondants. Je n'en cite que trois que je crois être d'un intérêt particulier :

1. *Gisement du vallon du Laouin*. — Cet affleurement, le plus riche et le plus intéressant de la région étudiée, est situé dans le vallon du Laouin, à l'Ouest de Marsoulas (voir aussi 41, page 558). Parmi les fossiles qu'il fournit, les plus remarquables sont les *Echinides*. Toutefois, *Micraster tercensis* COTTEAU, ailleurs très fréquent dans le Montien, ne s'y trouve que rarement, mais d'autres espèces d'Oursins abondent. M. LAMBERT, qui a publié une étude détaillée sur les *Echinides de la Haute-Garonne* (35 et 36) mentionne pour ce gisement les espèces suivantes :

Micropsis Desori COTTEAU;

Micropsis Leymeriei COTTEAU;

Micropsis cerizolensis LAMBERT;

Micropeltis Tournoueri COTTEAU;

Hemiaster punctatus D'ORBIGNY var. *arizensis* LAMBERT;

Hemiaster garumnicus LAMBERT;

Hemiaster spissus LAMBERT.

Les autres fossiles ne sont malheureusement conservés qu'à l'état de moulages intérieurs. Ce sont des *Gastéropodes* (*Cerithium*, *Turritella*, *Strombus*, *Pleurotomaria*, *Natica*) et des *Lamellibranches* (*Arca*, *Crassatella*, *Isocardia*, *Venus*, *Panopaea*).

2. *Gisement à Orthophragmina Seunesi* DOUVILLÉ. — Au cours d'une excursion qu'il dirigeait dans les Petites Pyrénées, M. Charles JACOB découvrit dans le Montien un lit fossilifère, riche en *Orthophragmines*. Ce gisement est situé directement au Sud de Marsoulas. Les *Orthophragmines* se trouvent dans un calcaire marneux, tendre à glauconie. On en rencontre toujours quelques-unes à l'état isolé en compagnie de *Terebratula Frossardi* LEYMERIE. Des *Orthophragmines* semblables, seulement un peu plus minces, se trouvent aussi dans un banc de grès calcaire friable, à glauconie, et de calcaire glauconieux à Mélobésiées dans le gisement décrit ci-dessus du vallon du Laouin.

Ces *Orthophragmines* sont de petite taille et très minces (3 à

6 mm. de diamètre). Elles sont couvertes de petites granules et portent un bouton central. Une section équatoriale montre des logettes rectangulaires et une nucléoconque composée de deux loges circulaires enchâssées l'une dans l'autre. Ces caractères externes et internes rappellent beaucoup ceux de *Ortophragmina Seunesi* DOUVILLÉ de Lescoumères (au Sud de Dax) et de Gan (au Sud de Pau) (voir 21, page 64).

3. *Montien de Tourtouse*. -- Dans les champs immédiatement au Sud de Poumade, quartier de Tourtouse, où la carte géologique de M. CAREZ indique du Thanétien, j'ai découvert du Montien typique avec les fossiles suivants :

Micraster tercensis COTTEAU;
Coptosoma pseudomagnificus COTTEAU (?),
 fragment incertain;
Ostrea Malladae LEYMERIE;
Cerithium coloniae LEYMERIE;
Natica brevispira LEYMERIE.

La présence du Montien dans cette région s'explique par des accidents tectoniques (voir partie tectonique, page 60).

b. THANÉTIEN

(Calcaire à Miliolidées)

Le Montien est surmonté d'un complexe puissant de calcaires compacts, blancs, souvent pétris de Miliolidées, parfois aussi à Mélobésiées. A partir de Latour, vers l'Est, on peut constater que cette assise est constituée de deux couches, de puissance presque égale, de calcaire à Miliolidées, séparées l'une de l'autre par une couche beaucoup moins épaisse de marnes blanches ou grises à *Ostrea uncifera* LEYMERIE.

Les Miliolidées que renferment ces calcaires sont très variées. Le calcaire est formé par place essentiellement de leurs coquilles; à d'autres endroits elles sont rares ou manquent complètement. En lames minces sous le microscope, un échantillon de roche pétrie de *Miliolidées* fait voir des coquilles très variées, jointes par un ciment de calcite en majeure partie cristalline.

A côté des Miliolidées, ces calcaires renferment des *Opercu-*

lines, des *Orthophragmines*, des *Alvéolines* et des *Mélobésiées*. Tandis que *Orthophragmina* est localisée à la base, *Operculina* se rencontre à tous les niveaux de la couche inférieure des calcaires à Miliolidées, tout en étant plus fréquente dans les parties inférieures. Ces foraminifères ne pouvant être isolés de la roche, il est impossible de les déterminer spécifiquement. Il me paraît cependant probable qu'ils sont voisins des espèces montiennes, c'est-à-dire de *Operculina Heberti* et de *Orthophragmina Seunesi*.

J'ai déjà mentionné des Alvéolines. La distribution de ces foraminifères dans le calcaire à Miliolidées est très irrégulière. Ils manquent souvent, mais il existe des bancs qui en sont pétris. Je n'ai nulle part trouvé des Alvéolines à l'état isolé et l'on n'arrive pas non plus à les dégager de la gangue; je les ai donc étudiées sous le microscope en lames minces pratiquées dans ce calcaire thanétien. Il s'agit d'une espèce de petite taille, de 1 mm. 1/2 de diamètre seulement, à coquille plus ou moins globulaire. La lame spirale est mince par rapport à l'ampleur des loges, jamais épaissie, de la même largeur aux pôles qu'à l'équateur de la coquille; on ne compte pas plus de 8 à 9 tours de spire. Des cloisons droites et minces partagent les loges en logettes subquadrangulaires, arrondies aux coins. En somme, quant aux caractères internes, seuls accessibles à l'étude, ces Alvéolines ressemblent tout à fait à *Alveolina sphaerica* FORTIS, décrite et figurée par M^{me} OSIMO dans son travail critique sur les Alvéolines (46, page 71).

c. SPARNACIEN, YPRÉSIEN ET LUTÉTIEN

Au calcaire à Miliolidées, assise très uniforme dans toute la région étudiée, succèdent des terrains marneux et calcaires d'âge sparnacien, yprésien et lutétien, dont les caractères varient un peu d'une localité à l'autre. Je me contenterai de donner la description de ces assises pour la région s'étendant entre *Castelbon et Espiousse* et pour celle qui se trouve entre *Tourlouse et Lasserre*.

Dans la première région on distingue, de bas en haut :

1° *Marnes argileuses grises* avec, à la base, *Ostrea uncifera*, en haut, des *Gastéropodes* (*Rostellaria callosa* DESHAYES et *Natica brevispira* LEYMERIE). (Sparnacien [?].)

2° Deux couches de calcaire, un peu marneux, pétri d'Alvéoli-

nes, renfermant aussi des *Miliolidées* et des *Orbitolites*, séparées d'une couche de calcaire marneux et de marnes (Yprésien).

3° Alternance de marnes, de calcaires marneux, de calcaires glauconieux, parfois gréseux, à *Nummulites*, *Operculines*, *Ortho-phragmines* et à *Mélôbésiées* (Lutétien inférieur).

4° Poudingue de Palassou (Lutétien supérieur — [?]). Poudingue bien cimenté, formé en majeure partie de galets calcaires. Ces galets ont ordinairement un diamètre de 5 à 30 cm.; on en trouve cependant qui atteignent 80 cm. Ils appartiennent aux roches des Petites Pyrénées:

Le calcaire nankin, parfois pétri d'Orbitoïdées, et le grès d'Alet sont les éléments les plus répandus. Le Danien est fréquent, de même le Thanétien, soit sous forme de calcaire à *Miliolidées* typique, soit de calcaire à petites *Alvéolines*. Mais je n'ai jamais observé ni du calcaire à *Alvéolines* yprésien ni du Lutétien. Par place se trouve, à la base du poudingue, du grès quartzeux à *Turritelles*. Des couches de sables, de grès, de marnes grises et de marnes pétries de petites concrétions calcaires s'intercalent dans le poudingue.

Dans la deuxième région, entre Tourtouse et Lasserre, la série se compose, de bas en haut, de:

1° Marnes grises et blanches, riches en *Ostrea uncifera* LEYMERIE. (Sparnacien [?].)

2° Série de calcaires marneux à *Alvéolines*, avec quelques *Miliolidées* et *Orbitolites*, et de calcaire marneux, marnes et argiles à *Gastéropodes*, *Lamellibranches* et autres fossiles.

Aux environs de Fontané et de Fabia, abondent des *Cerithium* et d'autres *Gastéropodes* qui ont conservé leur test; à d'autres endroits, on récolte *Velates Schmideli* CHEMNITZ et *Lucina corbarica* LEYMERIE ou des petits *Polypiers*.

Cette dernière assise correspond probablement à l'Yprésien. Le Lutétien, étant enlevé par l'érosion, n'est plus représenté dans cette région.

Il me semble important d'ajouter encore quelques mots sur les Foraminifères des terrains en question.

CALCAIRE A ALVÉOLINES (YPRÉSIEN).

Alveolina subpyrenaica LEYMERIE = *Alveolina sphaerica* FORTIS, var. *granum milii* Bosc (46, page 83). — Cette espèce est très répandue.

due dans l'Yprésien et dans le Lutétien de toute la région comprise entre les Pyrénées, au Sud, et la Montagne Noire, au Nord. J'ai étudié un grand nombre de plaques minces pratiquées dans le calcaire à Alvéolines yprésien de cette région.

Les *Alvéolines* qu'on y observe, correspondent bien aux figures et à la description que donne M^{lle} OSIMO pour *Alveolina sphaerica* var. *granunt milii*, synonyme, d'après elle, de *Alveolina subpyrenaica* LEXMERIE. Dans cette espèce sont réunies des Alvéolines qui varient beaucoup quant à la taille, quant au rapport de la longueur au diamètre et enfin quant aux détails les plus intimes de la structure interne. Mais, d'abord, il existe, entre les différentes formes, toutes sortes de formes intermédiaires et, ensuite, elles montrent toutes le même type de structure interne; il n'y a donc aucune raison d'en faire plusieurs espèces. Dans la note explicative de la feuille de Saint-Gaudens de la carte géologique, M. CAREZ cite, à côté de *Alveolina subpyrenaica*, aussi *Alveolina oblonga*. Cette espèce, que M^{lle} OSIMO décrit et figure sous le nom de *Alveolina bulloides* D'ORB. var. *sphaeroidea* FORTIS (46, page 90), se distingue de *Alveolina subpyrenaica* moins par l'allongement de son grand axe, que par sa structure interne. Bien qu'on rencontre parfois, dans l'Yprésien de la région que nous étudions, des Alvéolines allongées, je n'y ai jamais observé la structure interne de *Alveolina oblonga*.

Orbitolites complanata LAMARCK. — A côté des Alvéolines et des Miliolidées, on observe dans des lames minces de calcaire à Alvéolines, parfois en grand nombre, des sections transversales d'un Foraminifère discoïde, comprimé au centre, ne comprenant que très peu de couches de logettes. Les sections passant par le plan médian montrent un réseau régulier à mailles losangiques, au centre duquel se trouve un embryon composé de deux loges circulaires. Par la combinaison des coupes transversales et médianes il me semble que l'on obtient la structure intérieure typique des *Orbitolites*. En comparant mes coupes avec des préparations de *Orbitolites complanata* de Grignon (dans le bassin de Paris), j'ai constaté une telle concordance de caractères que je n'hésite pas à rapporter ces Foraminifères de l'Yprésien des Petites Pyrénées à l'espèce citée du calcaire grossier.

CALCAIRE A NUMMULITES (LUTÉTIEN INFÉRIEUR).

Les affleurements, qui m'ont livré les Foraminifères dont nous allons parler, se trouvent :

Sur la route de Betchat à Fabas, au Nord de Latour;

A 400 m. environ à l'Est de Bourges;

A 600 m. environ à l'ESE de Bardau.

Nummulites globulus LEXMERIE et **Nummulites Guettardi** D'ARCHIAC. — Ce couple est très répandu dans les calcaires et dans les calcaires marneux.

Nummulites cf. atacicus LEYMERIE. — Dans la notice explicative de la feuille Saint-Gaudens de la carte géologique détaillée, M. CAREZ mentionne, pour le Lutétien, *Nummulites atacicus*. Dans ma région, je n'ai jamais trouvé des exemplaires typiques de cette espèce. J'ai cependant récolté un grand nombre de *Nummulites plates* et assez minces, d'un diamètre allant jusqu'à 1 cm. Les filets sont simples et du même genre que ceux de *Nummulites Murchisoni* RÜTIMEYER. Dans des sections, on constate que la spire est très lâche. Pour un diamètre de 8 mm. j'ai compté 7 tours de spire et la largeur du dernier tour atteint souvent un quart du diamètre. Une coupe passant par l'axe d'enroulement montre que le dernier tour ne s'étend pas jusqu'à cet axe et que les loges des tours précédents, sauf des premiers, ne sont spacieuses qu'à la périphérie, ce qui explique l'épaisseur réduite de ces Nummulites. En outre, j'ai constaté qu'elles sont toujours microsphériques. Mais j'ai pu trouver aussi l'autre forme du couple, la forme A, mégasphérique. Elle est plus petite; son diamètre est 4 à 4,5 mm. Quant à la spire, on compte, pour un diamètre de 4,3 mm., 4 tours. Les caractères extérieurs, ainsi que sa structure intérieure, sont les mêmes que ceux des formes microsphériques.

En somme, les caractères de ce couple de Nummulites renvoient à *Nummulites Murchisoni* et je n'hésiterais pas à les attribuer à cette espèce si, dans la description du *Nummulites Murchisoni*, M. DOUVILLÉ n'ajoutait pas l'observation suivante : « Ainsi on rencontre dans l'Ariège des variétés plates de *Nummulites atacicus* à spire lâche et à filets simples qu'il serait difficile de distinguer de certains *Nummulites Murchisoni* » (19, page 68). Vus les caractères cités plus haut, il n'y a pas de doute que les Nummulites en question représentent cette variété plate de *Nummulites atacicus*.

Operculina granulosa LEYMERIE. — Très fréquente; souvent elle est si abondante que le calcaire en est tout à fait pétri.

Orthophragmina Archiaci SCHLUMBERGER. — Cette forme se trouve abondamment représentée en compagnie des Nummulites et des Operculines.



7. NÉOGÈNE

A divers endroits, des amoncellements de cailloux et de limons se rencontrent sur les collines à une altitude relativement élevée. Pour ces terrains, je renvoie aux travaux de M. CAREZ et des autres géologues, car cela m'aurait entraîné trop loin de m'en occuper ici. M. CAREZ attribue ces dépôts pour la plupart au Miocène. Seules les alluvions anciennes au Sud-Ouest de Hjs (village

situé au Sud de Salies-du-Salat), sont, d'après lui, pliocènes (voir 10 et 9, fasc. III, p. 1565, et fasc. IV, p. 2296).



8. QUATERNAIRE

Pour ces terrains également, je dois renvoyer le lecteur à l'ouvrage de M. CAREZ (voir 10 et 9, fasc. III, pp. 1633 et 1640, et fasc. IV, p. 2375), où sont distingués trois niveaux d'alluvions quaternaires : d'abord deux niveaux supérieurs qui sont les plus anciens, comprenant des cailloutis et des limons se rencontrant dans les coteaux de la vallée du Salat; enfin un niveau inférieur, récent, représenté par les alluvions étendues du Salat et des autres ruisseaux; ces dépôts ne dépassent que de peu le niveau actuel des rivières.

TECTONIQUE

Dans notre introduction nous avons montré (voir page 7) que la région étudiée participe à quatre unités tectoniques :

Les Petites Pyrénées;

La zone cénomaniennne;

Les terrains secondaires de la couverture du massif de l'Arize;

Les terrains secondaires de la couverture du massif de Milhas.

Dans notre description, nous suivrons cette subdivision en traitant d'abord chaque unité séparément; puis nous consacrerons un chapitre spécial aux relations qui existent entre elles.



1. LES PETITES PYRÉNÉES

Dans la région située à l'Est de la Garonne, entre Boussens et le Mas-d'Azil, les Petites Pyrénées présentent un anticlinal très large, dirigé NNW-SSE — on peut l'appeler *anticlinal de Plagne et de Richou* — auquel succède au Sud une *aire synclinale*, celle de *Mazères et de Lacoste*. Le flanc Nord de l'anticlinal de Plagne-Richou s'enfonce sous les molasses miocènes. Le flanc Sud de l'aire synclinale de Mazères-Lacoste, toujours très redressé ou même renversé vers le Nord, bute contre la zone cénomaniennne (pour ces généralités, voir les feuilles Saint-Gaudens et Pamiers de la Carte géologique détaillée et l'esquisse tectonique, fig. 1, page 52).

Mes études ne se rapportent qu'au flanc méridional de l'aire synclinale. Je le désignerai dorénavant par le terme abrégé de « *série méridionale des Petites Pyrénées* » ou même tout simplement de « *série méridionale* ». J'ai visité aussi quelques points de l'intérieur de l'aire synclinale.

La série méridionale formant une unité bien définie, il me semble pratique de commencer la description tectonique par cette zone dont les couches verticales ou renversées se poursuivent avec une très grande uniformité de Montsaunès jusqu'à Ray-

naude. Au Nord, par contre, l'aire synclinale est plus compliquée. On y peut distinguer, entre Mazères et Lacoste, trois synclinaux, qui de l'Ouest à l'Est se remplacent successivement.

a. LA SÉRIE MÉRIDIONALE DES PETITES PYRÉNÉES

Entre Montsaunès et le Trias de Betchat.

C'est à Montsaunès, au bord Ouest de notre région, que commence l'ensemble de la série méridionale. Directement à l'Est du village, apparaissent, sous les alluvions anciennes, les marnes

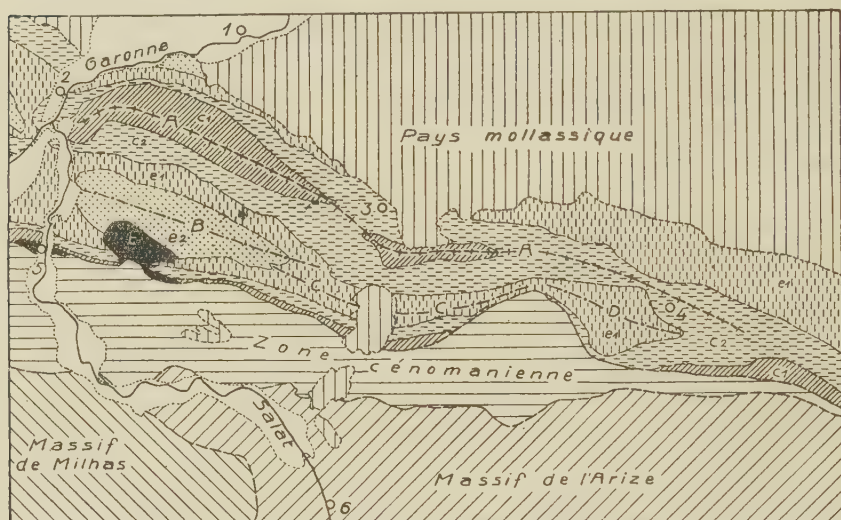


FIG. 1. — Esquisse structurale des Petites Pyrénées à l'Est de la Garonne. Echelle: 1/400.000.

- 1: Cazères; 2: Boussens; 3: Sainte-Croix; 4: le Mas-d'Azil; 5: Salies-du-Salat; 6: Saint-Girons.
 f: Trias; c_1 : marnes bleues du Sénonien sup.; c_2 : calc. nankin/grès d'Alet-calc., lithographique; e_1 : Montien-Lutétien; e_2 : Poudingue de Palassou.
 A: Anticlinal de Plagne-Richou; BCD: aire synclinale de Mazères-Lacoste (B: syncl. de Cassagne-Fabas; C: syncl. de Fontané-Gorry; D: syncl. de Lézères).

bleues, ici très puissantes, et le calcaire nankin du Maëstrichtien qui forme le Pech de Montsaunès. La direction des assises est W-E, elles se trouvent légèrement déversées vers le Nord. Dans la carrière de Montsaunès, par exemple, le calcaire nankin est incliné de 80° vers le Sud. Abstraction faite d'un tout petit

affleurement de marnes grises et rouges, les assises supérieures au calcaire nankin sont, en général, cachées sous les alluvions anciennes. Ces alluvions recouvrent, vers Salies-du-Salat, également le calcaire nankin, de sorte que seules les marnes bleues forment une bande ininterrompue entre Montsaunès et Salies-du-Salat.

Dans la vallée du Salat, en aval de Salies-du-Salat, les conditions sont plus propices à l'observation et, dans l'escarpement de la rive gauche, on peut suivre toute la série — des marnes bleues au Thanétien — inclinée fortement (80°) vers le Sud.

Cette série se retrouve sur la rive droite du Salat, au delà de la plaine alluviale de cette rivière. Ici encore elle comprend la succession complète, des marnes bleues au calcaire à Miliolidées du Thanétien, et ce système se continue régulièrement vers l'Est jusqu'au complexe de Trias de Betchat. Les couches sont toujours inclinées de 80° à 85° vers le Sud; elles sont donc légèrement déversées au Nord.

Il me semble important d'insister sur le fait que, dans la vallée du Salat même, il paraît y avoir quelque chose d'anormal. En effet, la série de la rive droite ne se trouve pas exactement dans le prolongement de la série de la rive gauche. Mes levés détaillés, surtout la détermination de la direction des couches du calcaire nankin, précisent que le mur du calcaire nankin sur la rive gauche prolonge le toit de cette assise sur la rive droite. Faut-il supposer un décrochement entre les séries des deux côtés? Malheureusement la plaine alluviale du Salat, large de plus de 500 mètres, empêche de trancher cette question.

Trias de Betchat.

Dans la région au Nord de Betchat, la série méridionale est interrompue brusquement par une masse triasique composée d'argiles bariolées, de gypse et d'ophites et accompagnée de roches granitiques. La présence de cette curieuse lacune dans le bord Sud des Petites Pyrénées sera discutée plus tard, dans un chapitre spécial.

Entre le Trias de Betchat et les alluvions miocènes de Lasserre.

Dans ce secteur, la série méridionale montre la succession la plus complète des assises, allant du Campanien jusqu'au pou-

dingue de Palassou, et cela notamment dans sa partie Ouest, entre Betchat et Bedeille. A partir de Bedeille, à l'endroit où le synclinal de Fontané-Gorry remplace celui de Cassagne-Fabas, la série méridionale subit une réduction sensible, de sorte qu'elle ne comprend pas, au Sud de Tourtouse, des terrains supérieurs au Thanétien. Plus à l'Est, l'Yprésien reprend.

Dans ce secteur, l'inclinaison de la série méridionale n'est plus si régulière qu'au Salat. Entre le Trias de Betchat et Bedeille, le déversement des couches est très prononcé. Cela ressort des observations suivantes : Le calcaire nankin présente à Latour une inclinaison de 50° , le Danien, au Nord-Ouest du point 460, de 57° et les marnes grises et rouges au Sud-Ouest de Soumet de 64° , toujours en direction Sud. Le maximum de renversement s'observe dans la région de Bourges et de Bardau et affecte surtout les assises supérieures de la série, l'Yprésien et le Lutétien. Ainsi, j'ai mesuré pour le Lutétien, à Bourges et à Bardau, une inclinaison Sud de 25° . A l'Est de Soumet, les assises se redressent peu à peu, de sorte que, dans la cluse du Lens, le plongement au Sud, mesuré dans le Thanétien, est de 80° . De là vers l'Est, dans la région située au Nord de Joulia et de Rivéreiliens, la série n'est plus renversée, mais plonge de 80° à 85° vers le Nord.

Pour être complet, je dois signaler encore, au Nord-Est du point 460, un petit accident affectant la série du Danien jusqu'à l'Yprésien. Il s'agit probablement d'une faille transversale dont le plan est incliné vers l'Ouest. Comme on le voit sur la carte (Pl. I), la série à l'Ouest de la faille a subi une poussée de quelques mètres vers le Nord.

Entre les alluvions miocènes de Lasserre et Raynaude.

Dans ce secteur, la direction de la série méridionale est très variable. Dans son ensemble, elle décrit une courbe, convexe vers le Nord, très visible sur la planche I, et qui correspond à l'arc décrit du bord septentrional de la zone cénomaniennne.

Une autre particularité qui se voit également bien dans la planche I et qui, du reste, est assez bien notée dans la feuille de Pamiers de la Carte géologique détaillée, est le fait que la série méridionale se trouve, dans ce secteur, obliquement coupée par le bord nord de la zone cénomaniennne.

A l'Ouest, dans la vallée du Volp, la série est complète; elle commence avec les marnes bleues du Sénonien. Mais en allant au Nord-Est, vers Camarade, on constate que les assises inférieures, l'une après l'autre, se terminent en biseau le long du bord septentrional de la zone cénomaniennne. A Gorry et à Camarade, le Cénomanien est en contact direct avec le Montien ou même avec les calcaires à Miliolidées du Thanétien. A partir de Camarade, les assises du Crétacé supérieur réapparaissent successivement. A Raynaude, on retrouve même le grès d'Alet du Maëstrichtien.

Pour expliquer les relations entre la série méridionale des Petites Pyrénées et la zone cénomaniennne et surtout l'arc décrit par la limite des deux zones, M. CAREZ a supposé l'existence d'un chevauchement de la zone cénomaniennne sur le bord Sud des Petites Pyrénées. Plusieurs raisons qui vont être discutées plus tard, dans le chapitre des contacts anormaux (page 112), m'ont amené à une opinion différente comme en témoignent mes coupes 1, 2 et 3.

Quant à l'inclinaison de la série méridionale dans la section en question, nous ajoutons que les couches sont toujours fortement redressées ou même légèrement renversées.

Il me reste encore à signaler deux petits décrochements : l'un d'eux affecte le Thanétien au Nord-Ouest de Camarade, l'autre est situé près de la métairie abandonnée de Tussail et traverse la barre du Danien, le Montien et les calcaires inférieurs du Thanétien.

b L'AIRe SYNCLINALE DE MAZÈRES-LACOSTE

Au début de mes études, je n'avais pas l'intention de diriger mes recherches sur cette région. Cependant, pour examiner les rapports du Trias de Betchat avec le synclinal de Cassagne-Fabas et pour démêler la tectonique des terrains montiens que j'avais découverts à Tourtouse, je me suis vu obligé d'en étudier quelques parties en détail. Quelques explorations de courte durée faites dans cette région m'ont donné une idée de la structure générale du reste de l'aire synclinale. Ces recherches m'ont permis de distinguer dans l'aire synclinale de Mazères-Lacoste trois synclinaux secondaires qui se relaient de l'Ouest à l'Est. Ce sont *les synclinaux de Cassagne-Fabas, de Fontané-Gorry et de Lézères-Pradals.*

Synclinal de Cassagne-Fabas.

Les grandes lignes de ce synclinal sont bien apparentes sur la feuille Saint-Gaudens de la Carte géologique détaillée. Ce synclinal naît sous les alluvions anciennes à l'Est de Mazères, se dirige WNW-ESE et se termine à Manaud (hameau à 1 km. 1/2 à l'ENE de Tourlouse). Sa structure est dissymétrique. Son flanc septentrional plonge faiblement au Sud (voici, par exemple, quelques mesures d'inclinaison : Danien à Castelbert, 34°; à Hau-rue, 36°; à Montané, au Nord de Belbèze, 28°; Lutétien et Poudingue de Palassou, à Estragaux, 37°; à Cérissols, 30°; à Belbèze, 24° et 34°, et entre Furne et Bouchet, 24° et 27°).

Le flanc Sud du synclinal est représenté par la série méridionale des Petites Pyrénées dont nous venons de décrire le redressement ou même le déversement.

D'après la carte géologique de M. CAREZ, on pourrait s'attendre à trouver dans le noyau du synclinal, de nombreux affleurements de Poudingue de Palassou, avec lequel le Trias de Betchat serait en contact direct. En réalité, dans tout ce synclinal, les bons affleurements sont extrêmement rares. La région de la Rouaude, de Escoulis, de Hitte, de la Mothe et de Bidonne que j'ai examinée à plusieurs reprises, est, pour la plus grande partie, couverte ou bien d'alluvions anciennes ou bien de matériaux de décomposition (limons et éboulis). Les alluvions anciennes notamment sont bien visibles le long de la route d'Escoulis à Aucan. Il s'agit de cailloutis à galets de quartzite et de grès quartzeux dur, mélangés à des argiles et à des sables. Quant aux matériaux de décomposition, surtout répandus dans la partie Est du synclinal, ce sont des limons, parfois sableux, empruntés probablement en grande partie au Poudingue de Palassou sous-jacent.

Dans deux régions, par contre, les choses se présentent au tectonicien un peu plus favorablement, à savoir *au Nord et Nord-Est de Salies-du-Salat* et, 10 km. plus à l'Est, *dans la région de Fabas*.

Non loin de Salies-du-Salat, une bonne coupe du synclinal peut être observée *dans les escarpements rocheux de la rive gauche du Salat, le long du chemin de fer Salies-Mazères*. Le noyau du synclinal est formé ici par du Thanétien horizontal, c'est-à-dire par des calcaires à Miliolidées (couche inférieure spécialement). Cette assise qui plonge très faiblement au Nord, est

surmontée par la couche inférieure des marnes à *Ostrea uncifera* et par le complexe supérieur des calcaires à Miliolidées. En suivant, vers le Sud, ces couches horizontales qui forment dans le paysage un escarpement rocheux, on constate que, à partir d'un certain endroit, l'aspect de la roche change brusquement : les calcaires thanétiens sont traversés par de nombreuses diaclases, parallèles et inclinées fortement vers le Sud. Ces diaclases peuvent faire croire à des joints de couches; il faut un examen attentif pour se rendre compte que ce n'est pas le cas. Cette zone de Thanétien broyé se poursuit du Nord au Sud sur une distance de 250 mètres environ. Le contact du Thanétien horizontal avec le Thanétien broyé n'est visible que dans le lit d'un petit ruisseau qui descend du point 395 de la Carte d'état-major et se dirige vers le Sud-Est. On constate là une sorte de faille entre le Thanétien compact et le Thanétien broyé. Au Sud du Thanétien broyé commence — avec le Montien — la série méridionale régulière et redressée dont nous avons parlé. Toutes ces observations sont consignées dans la coupe 23^b de la planche II.

Des constatations correspondantes peuvent être faites à 1 km. à l'Est de la région décrite, dans *l'escarpement de la rive droite du Laouin, en amont de Sarradas*. Mais ici la paroi de Thanétien horizontal est formée par la couche supérieure des calcaires à Miliolidées. Ces calcaires sont, vers Marsoulas, probablement surmontés par les deux assises suivantes, c'est-à-dire par les marnes grises à *Ostrea uncifera* du Sparnacien et des calcaires à Alvéolines de l'Yprésien. De bons affleurements manquent cependant, mais on rencontre dans les champs, à l'Ouest de Marsoulas, un grand nombre de cailloux d'Yprésien, c'est-à-dire de beaux calcaires à Alvéolines et à Orbitolites; il est donc certain que ces terrains existent en profondeur. Presque partout ailleurs, le prolongement oriental du Thanétien de la vallée du Laouin est masqué par des alluvions anciennes.

A environ 750 m. à l'Est de Tarté, dans le lit d'un petit ruisseau, j'ai constaté un tout petit affleurement d'Yprésien et, dans la vallée du Lens, au Nord de Marsoulas, on observe à plusieurs endroits du Poudingue de Palassou, ce qui nous permet de conclure que le Thanétien doit s'enfoncer à partir du Laouin vers le Nord-Est. D'après toutes ces observations, le Thanétien montre donc un plongement axial vers l'Est.

Au sujet de la charnière qui marque le passage entre les couches horizontales et la série méridionale redressée, on peut, dans la vallée du Laouin, faire des observations semblables à celles faites au Nord de Salies-du-Salat. Au pont de la route Salies-du-Salat-Marsoulas sur le Laouin, le Montien fossilifère de la série méridionale plonge de 85° vers le Sud. Plus en aval, sur le flanc droit de la vallée, on constate d'abord l'assise inférieure des calcaires à Miliolidées du Thanétien, traversés de nombreuses diaclases, puis l'assise des marnes blanches inférieures à *Ostrea uncifera* dont les couches sont visiblement verticales, et enfin quelques mètres de calcaires à Miliolidées, un peu écrasés. Directement au Nord de ces calcaires thanétiens disloqués débute brusquement la barre du Thanétien horizontal, déjà décrite. La région étant boisée, le contact entre les deux séries n'est pas visible, mais il doit être du même type qu'au Nord de Salies-du-Salat, c'est-à-dire que le redressement brusque du Thanétien est lié avec un écrasement des mêmes couches.

Du reste, LEYMERIE a déjà tenu compte dans ses coupes de ces accidents, bien qu'il n'ait pas reconnu la disposition réelle des couches du Thanétien (voir 41, pp. 550, 552, 560 et Pl. XVIII).

Dans la région de Fabas, le synclinal présente une montée axiale rapide vers l'Est. Cette disposition apparaît dans ses grands traits déjà sur la feuille Saint-Gaudens de la Carte géologique détaillée. Mais le passage des couches horizontales du fond de ce synclinal à celles de la série méridionale ne s'opère pas si régulièrement que le fait supposer la dite carte. Au contraire, mes recherches dans la région de Tourtouse, dont les résultats sont consignés dans l'esquisse tectonique ci-contre, m'ont appris qu'entre le synclinal de Cassagne-Fabas et la série méridionale s'intercale un *petit anticlinal cassé*, suivi au Sud d'un *synclinal très serré* que nous nommons *synclinal de Fontanè-Gorry*. Ce nouveau synclinal, qui relaie le synclinal de Cassagne-Fabas vers l'Est, n'est pas situé dans le prolongement direct de ce dernier, mais commence un peu plus au Sud. Ces données s'observant le mieux dans la coupe naturelle que le Lens a créé en amont de Tourtouse, nous commencerons notre description en suivant la vallée de ce ruisseau à partir de Tourtouse.

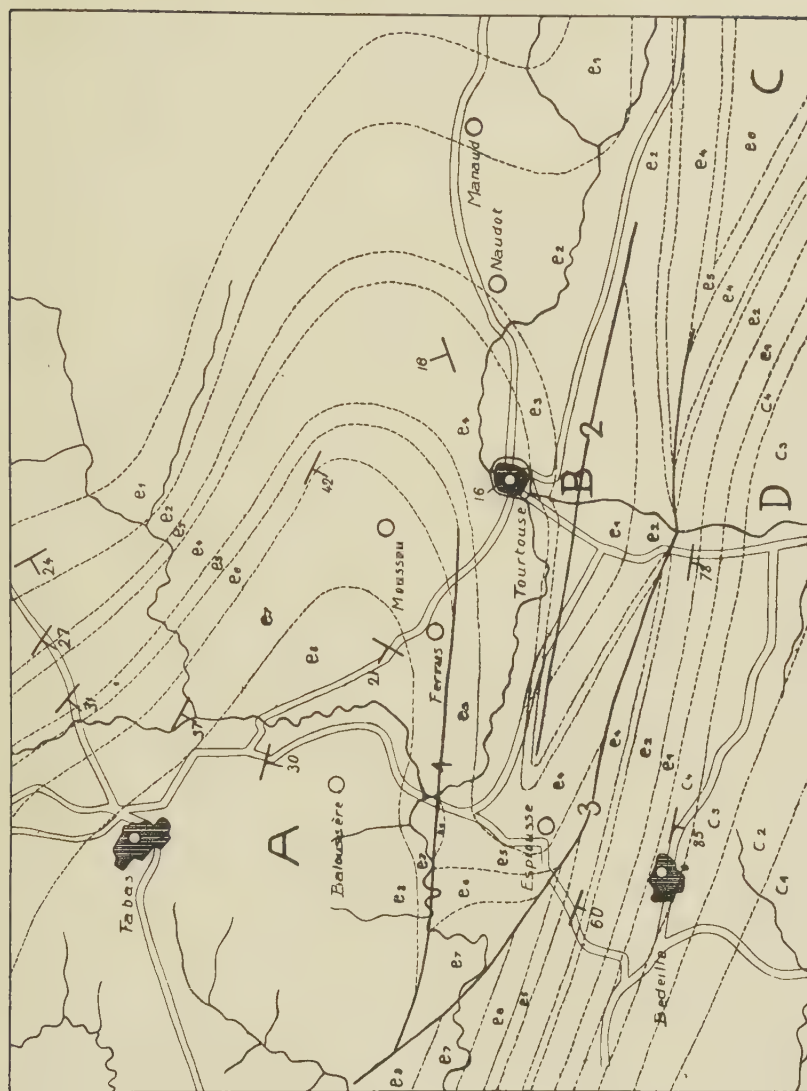


FIG. 2. — Esquisse tectonique de la région de Tourtouse. Echelle: 3/100.000.

c_1 : Marnes bleues; c_2 : calc. nankin/grès d'Alet; c_3 : marnes grises et rouges; c_4 : Danien; e_1 : Montien; e_2 : calc. à Miliolidées inf.; e_3 : marnes à *Ostrea uncifera*; e_4 : calc. à Miliolidées sup.; e_5 : marnes à *Ostrea uncifera* et à Gastéropodes; e_6 : calc. à Alvéolines et marnes à Cérithes; e_7 : calc. à Nummulites; e_8 : Poudingue de Palassou.

A: Synclinal de Cassagne-Fabas; B: anticlinal de Tourtouse; C: synclinal de Fontané-Gorry; D: série méridionale.

1: Faille du Lens; 2: faille de Tourtouse; 3: charnière cassée.

Vallée du Lens en amont de Tourtouse.

Le village de Tourtouse est situé sur le Thanétien dont les couches sont inclinées faiblement (16°) vers le Nord et affleurent à plusieurs endroits sur les deux rives du Lens. D'excellents affleurements de Montien, riche en fossiles (voir aussi page 45), se trouvent à 300 mètres au Sud de Tourtouse, sur la rive droite du Lens. Ce Montien plonge d'environ 25° vers le Sud; son inclinaison est donc tout à fait différente de celle du Thanétien de Tourtouse. La différence de plongement, aussi bien que de répartition entre ces deux assises, indique nettement qu'il doit exister entre le Montien et le Thanétien un contact anormal, une faille, que j'appelle « *faille de Tourtouse* ». L'inclinaison du plan de faille n'est pas constatable sur le terrain; nous ignorons donc, s'il est vertical ou — ce qui me paraît plus vraisemblable — incliné vers le Sud (voir coupe 10). Plus au Sud, ce Montien est suivi normalement par des calcaires à Miliolidées du Thanétien plongeant faiblement vers le Sud.

En poursuivant notre examen dans cette direction, nous retrouvons de nouveau du Thanétien, mais cette fois en couches redressées, déversées légèrement vers le Nord (inclinaison 78° Sud). Ce Thanétien redressé appartient déjà à notre série méridionale; il est donc suivi vers le Sud d'une succession régulière des assises, du Montien au Campanien.

En somme, cette coupe nous montre : *au Nord un anticlinal cassé* qu'on peut appeller *anticlinal de Tourtouse*, suivi *au Sud d'un synclinal*, le *synclinal de Fontané-Gorry*.

Anticlinal de Tourtouse.

Notre esquisse tectonique (fig. 2, page 59) montre que c'est un très petit anticlinal. Comme nous l'avons déjà vu, son flanc Nord est occupé en surface par le Thanétien de Tourtouse, tandis que son flanc Sud laisse voir du Montien suivi de Thanétien. Cette disposition provient de la faille axiale de Tourtouse, mentionnée plus haut qui a divisé l'anticlinal en deux moitiés inégalement affaissées. Aux deux extrêmes de l'anticlinal, le rejet de cette faille diminue et finit par se réduire à zéro, de sorte que, comme on le voit bien sur l'esquisse tectonique, les couches du Thanétien passent sans discontinuité d'un flanc à l'autre. L'anticlinal en question est affecté d'une deuxième faille, que je nomme

« *faille du Lens* ». Cet accident, que notre esquisse tectonique fait voir nettement, apparaît avant tout au Nord du hameau d'Espiousses, mais il doit se prolonger encore assez loin vers l'Est.

Synclinal de Fontané-Gorry.

Revenons à la coupe du Lens, en amont de Tourtouse. A cet endroit, comme nous l'avons vu, le synclinal que nous avons appelé synclinal de Fontané-Gorry est très resserré. Au Sud de Tourtouse, son flanc Nord est occupé par le Montien et le Thanétien. Son flanc Sud est représenté par notre série méridionale que nous avons décrite en détail plus haut. A partir du Lens, l'axe de ce synclinal s'abaisse symétriquement vers l'Ouest et vers l'Est, de sorte qu'on trouve dans ces deux directions des couches de plus en plus récentes (voir fig. 2). A Espiousses, le fond du synclinal est formé par les marnes à *Ostrea uncifera* et à Gastéropodes (Sparnacien). A l'Ouest, cette assise s'enfonce sous l'Yprésien qui est surmonté à son tour par du Lutétien. Ce Lutétien est le dernier affleurement de l'extrémité occidentale du synclinal de Fontané-Gorry. En effet, les couches qui font partie de ce synclinal se terminent en biseau entre les assises redressées de la série méridionale et la faille du Lens.

Dans la direction de l'Est, le synclinal de Fontané-Gorry s'élargit considérablement et le noyau contient de l'Yprésien représenté par des calcaires à Alvéolines et à Orbitolites et par des marnes à Cérithes. A l'Est de Fontané, ce synclinal est complètement caché sous une épaisse couverture de cailloutis miocènes, mais on le retrouve, au delà de ces alluvions, dans la vallée du Volp. Là, au Nord de Montardit, son noyau comprend encore des calcaires marneux et des marnes à Cérithes yprésiennes. Il s'y ajoute probablement encore un peu de Lutétien sous forme de grès grossiers. Ici aussi le flanc méridional est renversé, tandis que le flanc septentrional plonge de 45° à 50° au Sud. Par suite de la grande courbe que décrit vers le Nord la série méridionale à l'Est de Montardit, le synclinal est, vers l'Est, comprimé et s'amincit rapidement. En même temps, l'axe du synclinal s'élève, de sorte que les assises supérieures au Thanétien disparaissent. Le synclinal se termine au hameau des Moulis (au Nord-Ouest de Camarade).

Synclinal de Lézères.

C'est à l'Est de Camarade que s'ouvre le synclinal très large de Lézères, dont le noyau est formé de Lutétien. Comme il ne rentre pas dans mon champ d'exploration, je renvoie le lecteur à la feuille Pamiers de la Carte géologique détaillée.



2. LA ZONE CÉNOMANIENNE

Cette unité tectonique comporte une puissante série de terrains cénomaniens et des paquets plus ou moins importants de terrains antérieurs à cet étage. Nous avons vu (page 28) que le Cénomaniens présente deux faciès distincts l'un de l'autre, un faciès Nord et un faciès Sud. Ces différents terrains sont disposés en *trois zones allongées*, dirigées W-E. Au Nord, c'est le *Cénomaniens Nord* qui forme, à partir de Fatet vers l'Est, une mince bande le long de la bordure septentrionale de la zone cénomaniennne. La deuxième zone — zone moyenne — par place interrompue est de composition variée. Elle comprend, d'une part, *trois massifs importants de terrains paléozoïques*; de l'autre, du *Primaire broyé*, enfin un *grand complexe composé de nombreuses écailles et lentilles de terrains secondaires et paléozoïques*. La troisième zone, enfin, qui succède du Sud, la plus étendue de toutes, est formée par du *Cénomaniens faciès Sud*.

a. ZONE DU CÉNOMANIEN FACIÈS NORD

Dans la partie stratigraphique de ce travail, nous avons indiqué les raisons qui nous obligent à séparer cette zone du reste du Cénomaniens et à en faire une unité spéciale.

Commençons par les terrains des environs de Raynaude en nous dirigeant cette fois de l'Est à l'Ouest.

De Raynaude à Camarade, les affleurements sont rares; ils attestent du Cénomaniens Nord typique.

De Camarade aux alluvions miocènes de Lasserre on trouve presque partout de beaux affleurements, soit au Sud de Caplong, soit aux environs de Contrazy, soit enfin entre Sansounet et les

alluvions miocènes de Lasserre. Dans cette section, les couches sont redressées et dirigées NE-SW. Les plissements que l'on peut y constater çà et là, sont peu importants. Ce secteur contient aussi les seuls gisements fossilifères (voir page 28).

Sur toute la longueur, c'est-à-dire de Raynaude au Volp, la zone en question paraît être limitée, soit au Sud, soit au Nord, par des contacts anormaux. Sa limite avec les Petites Pyrénées est par place — surtout aux environs de Contrazy — difficile à déterminer, car le Cénomanién Nord ressemble souvent beaucoup aux marnes bleues du Sénonien des Petites Pyrénées.

Dans la partie comprise entre le *Miocène de Lasserre* et le *Trias de Bedeille*, la zone du Cénomanién Nord est assez large. A plusieurs endroits, par exemple à l'Est de Barjac et le long de la route de Tourtouse à Cap-Blanc, les couches se montrent tantôt redressées, tantôt faiblement inclinées, ce qui indique des plissements de détail dans la masse du Cénomanién Nord. Cette particularité est peut-être en rapport avec l'absence de terrains primaires; il s'en suit que les conglomérats de base du Cénomanién Sud butent directement contre les schistes du Cénomanién Nord.

Au Sud-Est de Bedeille, le Cénomanién Nord se termine en pointe entre le Trias (accompagné d'Infralias) au Nord et le Primaire de Betchat-Bagert au Sud (voir Pl. I). A l'Ouest du *Trias de Bedeille*, la zone du Cénomanién Nord réapparaît; mais son extrémité Est s'intercale entre le Trias et les marnes bleues du Sénonien de la série méridionale des Petites Pyrénées. A Soumet-d'en-Bas et à Belloc on trouve, au milieu des schistes cénomaniens, quelques petites lentilles de terrains triasiques qui seront décrites dans le chapitre suivant (voir page 92). Le Cénomanién Nord lui-même se termine vers l'Ouest, directement au Sud de Fatet, en biseau, entre le Primaire et le Trias du Sud de Latour (voir Planche I).

A 1 km. à l'WSW de Latour, on trouve un petit paquet de Cénomanién, intercalé entre le Primaire et le Trias de Betchat (voir Pl. I). Ce Cénomanién est à découvert le long de la route Betchat-Latour; il est composé de schistes gris-brun et de brèche tantôt fine, tantôt grossière et massive. Ce qui est remarquable dans cet affleurement, c'est qu'il n'offre pas du Cénomanién faciès Nord, mais du Cénomanién faciès Sud typique. Comment

expliquer cette irrégularité ? Le plus simple est de supposer que ce Cénomaniien appartenait primitivement à la couverture normale du Primaire et a été déplacé vers le Nord par quelque action tectonique. Il correspond peut-être au flanc Nord, renversé, d'un anticlinal dont le Primaire formerait le noyau.

En tout cas, il s'agit sans doute de Cénomaniien faciès Sud et la zone du Cénomaniien Nord se termine déjà au Sud de Fatet.

b. ZONE DES MASSIFS DE TERRAINS PALÉOZOÏQUES ET DES ÉCAILLES DE BAUP

Cette zone débute au Sud de Salies-du-Salat, avec une masse allongée de *Primaire broyé* passant vers l'Est, dans la région de Betchat, insensiblement à des terrains paléozoïques intacts qui forment un massif allongé que je nomme *massif de Betchat-Bagert*. A l'Est de ce massif, la zone en question est interrompue sur une distance d'environ 4 km. Puis, elle reprend, avec un complexe très curieux, composé de nombreuses écailles et lentilles de terrains primaires et secondaires (*région des écailles de Baup*). Plus à l'Est, on trouve un paquet de Primaire, le *Primaire de Marbois-Ferrie*, suivi par une masse de brèche sédimentaire du type de Baup (*brèche de Micha*). Il faut mentionner un deuxième massif allongé de terrains paléozoïques, le *massif de Contrazy-Camarade*, auquel fait suite au Sud-Est, environ 2 km. plus loin, un troisième massif primaire, le *massif de Gausseran*.

Primaire broyé entre Salies-du-Salat et Betchat.

Il semble exister, entre Salies-du-Salat et Betchat, une zone allongée composée d'une sorte de brèche grossière que j'interprète comme du Primaire broyé, car ce ne semble pas autre chose qu'une brèche mécanique, composée de toute sorte de roches paléozoïques.

Cette formation se remarque également sur la rive gauche du Salat, mais elle a son extension principale sur la rive droite de cette rivière *entre l'usine de sel de Salies-du-Salat et le village de Betchat*. Au Nord, elle est en contact avec du Trias ou du Sénonien, au Sud avec les conglomérats du Cénomaniien Sud. Ses meilleurs affleurements se trouvent dans la vallée du ruisseau qui naît à l'Ouest de Betchat. Le long du chemin et dans le lit

du ruisseau, elle se montre composée de toutes sortes de morceaux de schistes paléozoïques entre lesquels sont compris des débris, grands et petits, de quartzite, de calcaire et de dolomie paléozoïque. Dans la plupart des affleurements, cette brèche n'est pas cimentée, de sorte qu'il est facile d'en dissocier les éléments au marteau. Des traces d'actions dynamiques violentes sont visibles, surtout dans ses parties schisteuses, de sorte que, par places, toute la formation paraît nettement le produit d'un broyage intense.

Une brèche du même genre est aussi bien visible sur la rive droite du Salat, dans la pente au pied de laquelle se trouve l'usine à sel, et nous retrouvons ces terrains dans le ruisseau au Sud-Ouest de Bourjaquet.

Quant aux petits affleurements de *la rive gauche du Salat*, c'est au bord de la route nationale de Montsaunès à Mane (voir Pl. I) que j'ai constaté à deux endroits des débris de schistes paléozoïques qui paraissent appartenir au « Primaire broyé ».

A l'extrémité orientale de la zone en question, c'est-à-dire directement à l'Ouest et au Nord-Ouest de Betchat, les affleurements sont rares, mais d'après les constatations que nous avons faites en divers points, nous sommes en droit de supposer que dans la direction Est notre zone de *Primaire broyé* passe insensiblement à la zone de *Primaire intact* de Betchat-Bagert.

Il est important de signaler ici que du *Primaire complètement broyé* s'observe aussi à plusieurs endroits de l'intérieur du massif de Betchat-Bagert. Une pareille brèche de friction, visible par exemple sur la route directe de Bedeille à Cap-Blanc a déjà été mentionnée dans la partie stratigraphique (voir page 11). Ces brèches existent à maints endroits dans le voisinage de Betchat, où nous avons constaté des schistes broyés aussi dans le lit du ruisseau qui passe à l'Ouest de Montaut (voir page 67).

J'ai déjà indiqué plus haut que notre zone de *Primaire broyé* bute au Sud contre du Cénomaniens riche en bancs de brèche grossière. Ces brèches cénomaniennes sont visibles à maints endroits; mentionnons, par exemple, les beaux affleurements qui se trouvent au Sud-Est des usines de sel de Salies-du-Salat (voir page 31). Cependant, nulle part, le contact entre ces brèches et le *Primaire broyé* n'est observable, la zone critique étant cachée par la forêt ou par des éboulis et des alluvions, mais ce contact

doit être mécanique, car il n'est pas vraisemblable que le broyage du Primaire soit antérieur au Cénomarien.

Primaire de Betchat-Bagert.

Sur la feuille Saint-Gaudens de la Carte géologique détaillée, sont marqués, à l'Est de Betchat, deux petits pointements de Primaire et, au Nord de Bagert, un affleurement plus important de schistes et de calcaires paléozoïques. Mes recherches m'ont permis de constater la présence, entre Betchat et Barjac, d'une bande continue, longue de 8 km. 1/2, de schistes et de calcaires paléozoïques, formant une sorte de massif allongé; pour les contours détaillés je renvoie à ma carte (Pl. I). La roche est représentée par des schistes gris-foncés, soit siluriens, soit d'âge paléozoïque imprécis. Entre Betchat et Montaut s'y joignent des calcaires dévoniens; enfin, à l'Est de Bagert, la série est la plus complète, on peut y distinguer quatre assises : des schistes siluriens, des calcaires dévoniens, des schistes carbonifères, enfin des quartzites et dolomies peut-être carbonifères.

La structure de ce Primaire est très compliquée. C'est surtout dans les régions où il se compose exclusivement de schistes qu'il offre au tectonicien des difficultés sérieuses, car la disposition des schistes est très irrégulière par suite des déformations répétées que le Primaire a dû subir (plissement hercynien, plissement antécénomarien, plissement pyrénéen). Pour pouvoir se faire une idée juste de la structure de ces schistes, il faudrait des affleurements plus nombreux et meilleurs que ceux qu'on rencontre. En revanche, les conditions sont plus favorables là où les calcaires dévoniens s'y ajoutent aux schistes, et où le massif est coupé par des vallées transversales. Ce cas ne se présente que dans deux régions que nous allons examiner en détail; elles se trouvent à l'Ouest de Montaut et au Nord-Est de Bagert.

Vallée située à l'Ouest de Montaut. — Dans la coupe qu'offre ce vallon, le Primaire ne comprend que deux assises : des *schistes gris-foncés, siluriens, et des calcaires clairs, dévoniens*. Les schistes siluriens sont bien visibles dans le lit du ruisseau qui passe à l'Ouest de Montaut; leur prolongement vers l'Est s'observe dans le ruisseau de Labarthe. Des affleurements existent aussi aux flancs de ces deux vallons. L'inclinaison des schistes varie un peu à cause de petites ondulations, mais elle est, en

général de 20° à 30° Sud. Au Nord, au voisinage du contact du Primaire avec le Cénomanién, les schistes se redressent. Au milieu de ces schistes, on observe des zones broyées (voir pl. I), ressemblant au « Primaire broyé » de la région située entre Betchat et Salies-du-Salat.

La barre des calcaires dévoniens, inclinée de même faiblement au Sud, s'observe tout d'abord à une certaine altitude au-dessus du ruisseau de Labarthe, dans le flanc Nord-Ouest du coteau du point 505, elle s'abaisse vers le Sud jusqu'au niveau du ruisseau qui passe à l'Ouest de Montaut, le traverse et occupe à l'extrémité méridionale de l'affleurement le vallon entier.

Région située au Nord-Est de Bagert. — Nous avons mentionné plus haut (voir page 11) les quatre assises dont la série se compose dans cette région. La plus caractéristique de ces couches est le calcaire dévonien qui est facile à suivre sur le terrain. Ces calcaires forment une barre continue qui débute au Nord de Bagert et se poursuit jusqu'à l'extrémité Est du massif en question. Au Nord-Est de Bagert et de nouveau à l'Est, aux environs de Tarrabet, le Dévonien montre une forte inclinaison Nord. Mais entre ces deux points, dans la vallée à l'Est de Coume-de-Lac, la disposition tectonique est plus compliquée. Les meilleurs affleurements s'observent le long de la petite route directe de Bedeille à Cap-Blanc qui suit le flanc Est de ce vallon. En venant de Cap-Blanc, on constate que les couches du Dévonien plongent d'abord fortement au Nord, mais prennent bientôt une disposition plus ou moins horizontale qu'elles gardent — abstraction faite de quelques ondulations — aussi longtemps qu'elles restent visibles.

Un peu plus au Nord, affleurent immédiatement des schistes carburés (Silurien), inclinés fortement vers le Nord. Leur contact avec le Dévonien est caché par la forêt; il est fort probablement anormal. Les schistes, peut-être carbonifères, qui se trouvent au Sud du calcaire dévonien sont redressés et plongent vers le Nord. Enfin la position stratigraphique des dolomies grises et quartzites blanches qui affleurent çà et là à l'extrémité Est du massif de Primaire forment probablement le toit normal aux schistes supposés carbonifères.

Il me reste encore à signaler qu'on constate, à l'Est des affleurements décrits de la route directe de Bedeille à Cap-Blanc, un

doublement de la série Dévonien-Silurien (voir Pl. I); le Dévonien au Nord des schistes carburés me paraît être une écaille secondaire.

Un coup d'œil sur notre carte (Pl. I) fait voir qu'*au Sud de Montardit, dans la région du hameau de Baup*, la zone cénomaniennne subit un rétrécissement notable. Dans cette région, cette zone montre des particularités tout à fait extraordinaires. Nous y trouvons de *nombreuses écailles et lentilles de terrains secondaires ou primaires*. Ces terrains ne forment pas, comme l'a figuré M. CAREZ sur la feuille Pamiers de la Carte géologique détaillée, la terminaison occidentale du massif de Contrazy-Camarade; leur position tectonique est tout à fait indépendante. Le Primaire de Contrazy-Camarade ne débute qu'à l'Est du ruisseau qui prend sa source au Nord de Micha, car dans la vallée affleure un grand complexe de brèche polygénique du type de Baup, que je nomme « Brèche de Micha ». Entre ce complexe de brèche et les écailles de Baup s'intercale, comme on le voit bien sur l'esquisse géologique ci-contre, un grand paquet de Primaire (le Primaire de Marbois-Ferrie) qui paraît être charrié en direction Nord-Ouest sur les écailles de Baup.

En somme, nous pouvons donc distinguer, de l'Ouest à l'Est, les écailles de Baup, le Primaire de Marbois-Ferrie, la brèche de Micha et enfin le Primaire de Contrazy-Camarade.

Région des écailles de Baup.

Parmi ces écailles on peut distinguer, en allant du Nord au Sud, les éléments tectoniques suivants (numérotés, sur notre esquisse tectonique de la région en question, de 1 à 5) :

1° *Le système des écailles de Matilot-Poubil*. Dans la vallée du Volp on constate une seule écaille (*écaille de Matilot 1*); il s'en détache, vers l'Ouest, une deuxième écaille (*écaille de Poubil 1a*). Le système se termine à l'Ouest par une troisième écaille (*Permotrias des Baudis 1b*).

2° Un grand complexe de brèche sédimentaire du type de Baup (*brèche de Tranquette 2*) renfermant plusieurs lambeaux de terrains étrangers (*Primaire de Peyas, Aptien de Marbois*).

3° Ecaille de Tranquette 3.

4° Un grand complexe de brèche sédimentaire du type de Baup



FIG. 3. — Esquisse géologique de la région de Baup. Echelle : 1/25.000.

h : Carbonifère; r : Permien; t : Trias; ω : Ophite; l_1 : Lias inf.; l_2 : Lias moyen et sup.; j : Jurassien moyen; c_1 : Aptien; c_2 : brèche cénomaniennne du type de Baup; c_3 : schistes marneux du Cénomanienn Sud; c_4 : Cénomanienn Nord; A : cailloutis miocéenns; E : éboulis; * : Gîtes à *Orbitolina subconcaua*.

Pour l'explication des chiffres 1-5, voir dans le texte.

(brèche de Pastureau 4) renfermant plusieurs lambeaux d'autres terrains (*Primaire de Pastureau 4a*, *Primaire de Béret 4b*) et lambeaux 4c et 4d).

5° *Schistes cénomaniens* avec lentilles d'Aptien entre les Baudis et le Volp (5-5).

Système des écailles de Matilot-Poubil. — En suivant la vallée du Volp du Nord au Sud, on rencontre, après avoir traversé le Cénomanien Nord, sur la rive gauche du Primaire, des schistes et des quartzites, probablement carbonifères, bien visibles sur les sentiers qui mènent de la Pèle et de Matilot vers Poubil, et dans les deux petits ruisseaux au Nord-Ouest de Poubil. Sur le sentier de Matilot à Poubil, l'inclinaison des schistes est de 50° au Sud. Au Sud-Ouest de Matilot, sur le bord du ruisseau de Vignaoise, se trouve, au Sud du Carbonifère, un petit affleurement de grès rouge quartzeux, appartenant au Permotrias. Ni le Carbonifère ni le Permotrias ne se continuent sur la rive droite du Volp. C'est ici du Trias qui entre en contact avec le Cénomanien Nord. Ce Trias renferme une petite lentille de quartzite blanc. Il est gypseux; j'y ai observé aussi de l'ophite. A ce Trias succède au Sud, une bande partout bien visible de Lias inférieur comprenant des calcaires, dolomies, cargneules et brèches (voir Lias de Marquet, page 22). Cette bande débute à Peyas et s'étend en direction Est-Ouest à travers le Volp jusqu'au Sud de Poubil. L'inclinaison du Lias, très apparente au pont de Marquet, est de 82° au Sud. Sur la rive droite du Volp, ce Lias est de toute évidence en contact avec du Trias; sur la rive gauche, sa limite septentrionale est cachée sous des alluvions, de sorte qu'il est impossible de dire s'il y existe un peu de Trias gypseux entre le Lias et le Permotrias de Matilot. Bien que ces terrains présentent certaines irrégularités dans leur disposition, ils paraissent tout de même former un seul ensemble tectonique, une écaille redressée, comprenant une série normale allant du Carbonifère au Lias calcaire.

Dans la région de Poubil, cette écaille offre une complication. Entre le Carbonifère de Matilot et le Lias de Marquet s'intercale un nouveau paquet de Lias, incliné faiblement au Sud, comprenant des calcaires et des brèches du Lias inférieur surmontées de schistes marneux à *Belemnites* et à *Pecten* du Lias moyen

(Lias de Poubil, voir aussi page 22). Le Lias inférieur affleure au voisinage de Poubil à plusieurs endroits, tandis que le Lias moyen est visible au bord Nord de la route de Poubil et au Nord du pont traversant le ruisseau de Vignaoise, où il est incliné de 20° à 40° au Sud. Le contact entre le Carbonifère et le Lias calcaire de Poubil n'est pas directement observable, mais doit être mécanique. Au Sud, les schistes du Lias moyen paraissent buter en contact anormal contre le Lias calcaire de Marquet.

En somme, nous avons sur le méridien de Poubil une succession assez compliquée, d'abord du Primaire redressé en contact mécanique avec une série de Lias inférieur et moyen inclinée faiblement au Sud (Lias de Poubil) butant contre une couche redressée de Lias inférieur (Lias de Marquet). Tandis que, plus à l'Est, les deux assises extérieures redressées se joignent pour former l'écaille de Matilot, le paquet du Lias de Poubil se termine en biseau entre le Lias de Marquet et le Permotrias de Matilot. Cette disposition est bien mise en évidence par la coupe 7 qui passe par la région de Matilot.

A l'Ouest du Lias de Marquet, entre le ruisseau de Vignaoise et le ruisseau passant à l'Est des Baudis, se trouvent plusieurs affleurements de grès rouge quartzeux permotriasique qui paraissent former une masse isolée (Permotrias des Baudis) bordée au Nord et au Sud par de la brèche cénomaniennne.

A l'Ouest, les écailles de Matilot et de Poubil paraissent être limitées par de la brèche du type de Baup. Cependant cette formation n'est visible qu'à de rares endroits, dans le lit des ruisseaux situés à l'Ouest de Poubil; elle n'entre pas en contact avec le Primaire ou avec le Lias. Nous ignorons donc si la brèche est transgressive sur les terrains de Poubil et de Matilot ou si elle se trouve en contact anormal avec eux. Il est toutefois important de noter que, dans le ruisseau passant à 1 km. à l'Ouest de Poubil, affleure un peu d'Aptien qui est recouvert, probablement en transgression, par de la brèche de Baup.

Brèche de Tranquette. — Le Lias de Marquet est suivi au Sud par de la brèche du type de Baup. La limite entre les deux terrains est facile à établir, quoique, sur la rive gauche du Volp, elle soit par place masquée par des éboulis. Toutefois les affleurements ne permettent pas de dire si la brèche est transgressive

sur le Lias ou s'il y a un contact mécanique entre ces deux formations.

La brèche de Tranquette occupe une assez grande surface au Sud du Lias de Marquet. La route de Montardit la traverse sur une distance de plus de 200 mètres, entre Matilot et Tranquette. D'autres affleurements apparaissent le long de la route de Baup à Peyas et dans les prairies entre ces deux routes.

Ce grand complexe de brèche ne paraît pas former une seule masse compacte, mais il semble plutôt être composé de plusieurs paquets, séparés par des plans de dislocation; car au milieu de la brèche sont emprisonnées une écaille de Primaire (située au Sud de Peyas) et une petite lentille allongée de calcaire aptien (au Nord-Ouest de Marbois). Le Primaire de Peyas est indiqué par la présence d'éboulis quartzitiques et de quelques petits affleurements de schistes; en faveur de son existence on peut mentionner en outre l'absence complète d'autres roches, surtout de brèches cénomaniennes. L'Aptien de Marbois, par contre, forme un rocher visible de loin. M. CAREZ l'a indiqué dans sa carte, mais comme Lias inférieur, en le joignant avec le Lias de Poubil. Cependant, c'est de l'Aptien typique, car le calcaire est pétri d'Orbitolines.

Nous sommes en droit de supposer que sur la rive gauche du Volp, la brèche est aussi très abondante; mais ici elle est cachée presque partout par des éboulis. Elle n'affleure qu'au Sud du Lias de Marquet, à plusieurs endroits sur la route de Poubil à Tucau et dans le ruisseau qui passe à l'Est des Baudis. Sur la route de Grihou et dans le ruisseau mentionné, cette brèche renferme quelques paquets d'Aptien.

Écaille de Tranquette. — A la brèche de Tranquette succède, au Sud, une écaille redressée, dirigée Est-Ouest et comprenant des terrains allant du Lias inférieur à l'Aptien. Cette écaille apparaît à l'Est de Tranquette, dans le flanc du coteau de Bêret, sous le Primaire de Marbois-Ferrie. D'abord elle n'est composée que de Jurassique moyen et d'Aptien. Dans la pente Est de la vallée du Volp, la bande de Jurassique moyen se perd; c'est le Lias qui entre en contact avec l'Aptien. Ce Lias a déjà été traité dans la partie stratigraphique de ce travail (voir page 22). Dans la vallée du Volp, le long de la route de Saint-Girons, en face du

moulin de Tranquette, on peut relever, du Nord au Sud, la coupe suivante :

1° Environ 50 mètres de calcaires gris, souvent brècheux (Lias inférieur);

2° Environ 190 mètres de schistes marneux jaunes ou noirâtres (Lias moyen et supérieur);

3° Environ 100 mètres de calcaires aptiens.

La puissance du Lias moyen est exagérée par des plissements secondaires. Les dolomies noires du Jurassique moyen, qui devraient se trouver entre le Liàs et l'Aptien, manquent; je les suppose éliminées par écrasement. Le Jurassique moyen reprend, par contre, sur la rive gauche du Volp, au-dessus de Tranquette, de sorte que là on constate la série complète, du Lias inférieur à l'Aptien. Vers l'Ouest, cette écaille doit ou bien s'enfoncer rapidement ou bien se terminer brusquement; car, dans son prolongement direct, on ne rencontre que de la brèche cénomaniennne dont les affleurements se trouvent dans le ruisseau passant à l'Est des Baudis. L'Aptien de l'écaille de Tranquette est surmonté au Sud, en transgression, par de la brèche du type de Baup (brèche de Pastureau).

Brèche de Pastureau. — Directement au Nord de Pastureau, des deux côtés du Volp, cette brèche occupe une surface assez étendue. Il ne peut pas être question d'une série simple, car cette formation renferme plusieurs lentilles de terrains étrangers et doit donc consister en un certain nombre d'écailles. Du reste, cette brèche a dû subir des mouvements tectoniques violents, cela se voit bien au bord de la route de Montardit, où elle présente de nombreuses fentes. Parmi les lentilles de terrains étrangers, les trois plus grandes, situées à Pastureau (4a), à Béret (4b) et au Sud-Est de Baup (4e), consistent en terrain primaires, schistes foncés et quartzites blancs. Sur la Carte géologique détaillée, M. CAREZ a attribué ces trois affleurements à une seule écaille, mais en réalité ce sont trois lentilles nettement séparées par de la brèche cénomaniennne. A côté du Primaire affleurent, à 750 m. à l'Est de Baup, deux petites lentilles, l'une formée d'Aptien (4c), l'autre de Lias inférieur (4d).

Schistes cénomaniens. — Au Sud de la brèche de Pastureau on

trouve des schistes cénomaniens disposés plus ou moins verticalement. Dans ces schistes sont intercalées suivant le plan des couches plusieurs lentilles de calcaire aptien (5-5).

Primaire de Marbois-Ferrie.

Ce petit massif de Primaire débute au Nord de Ferrie par des schistes foncés et des quartzites blancs bien visibles dans le ruisseau passant à l'Ouest de Ferrie. Quelques rochers de quartzites affleurant au Nord-Ouest de là, indiquent que le Primaire a une direction Nord-Ouest qui le fait passer au sommet du coteau de Béret. Sur ce coteau, les affleurements sont rares, pour ne pas dire absents; mais le sol est partout couvert d'éboulis de quartzites primaires, paraissant s'être formés sur place. Du haut du coteau, le Primaire s'étend dans la direction Marbois-Sansounet. Au Nord-Est de Marbois, de bons affleurements ne font pas défaut.

Brèche de Micha.

Ce complexe de brèche, facile à suivre sur le terrain, est de très grande importance tectonique, car il sépare très nettement le Primaire de Marbois-Ferrie du Primaire de Contrazy-Camarade.

Dans une marnière située à l'Est de Micha, affleurent encore les schistes marneux et les conglomérats fins du Cénomaniens, mais, un peu plus au Nord, débute la brèche grossière du type de Baup, qui offre un affleurement presque continu jusqu'au ruisseau qui prend sa source au Nord-Ouest de Sarraillès et de là, dans le flanc du coteau de Sansounet, jusqu'au contact avec le Cénomaniens Nord. La brèche se voit aussi directement au NNW de Micha; d'autres beaux affleurements se présentent enfin, entre Marbois et le ruisseau du Nord de Micha, le long du chemin.

Primaire de Contrazy-Camarade.

Ce massif, qui s'étend, entre la métairie de Micha et Camarade, sur une distance de presque 8 km., est connu depuis longtemps. Il est cependant très difficile d'en déterminer les limites, la région étant occupée par des forêts ou par des landes à ajoncs et à fougères. Les affleurements y sont très rares, surtout dans sa partie orientale. Excepté quelques rochers saillants de quartzites

blancs, le Primaire n'affleure à peu près que sur les chemins et dans les ravins. De plus, dans cette région, la composition des éboulis qui couvrent le sol, souvent en couche épaisse, ne donne aucune indication sur la nature du substratum. A plusieurs reprises, j'ai observé dans les marnières — où l'on exploite des marnes argileuses du Cénomanién pour l'amendement des champs — une couche épaisse de plus d'un mètre d'éboulis formés de débris de toute taille de quartzites et de schistes primaires reposant sur du Cénomanién qui n'affleurerait pas aux environs de ces marnières.

Quant aux contours du massif en question, je ne peux pas me rallier en tous points à ce qui est indiqué dans la feuille Pamiers de la Carte géologique détaillée. D'abord, le massif ne débute qu'entre Linqant et Micha, car, comme nous le savons déjà, le Primaire de Marbois-Ferrie forme une écaille indépendante, séparée du Primaire de Contrazy-Camarade par une zone de conglomérats cénomaniens.

D'autre part, la Carte géologique de M. CAREZ indique dans la partie Est du massif un embranchement dirigé Nord-Sud qui se termine au point 718 à 2 km. 1/2 au Sud de Cabanères. Il est possible que le mamelon de ce point renferme quelque petite lentille de Primaire, car on y trouve quelques blocs de quartzites, mais il ne peut pas être question que ce Primaire, si vraiment il existe, soit lié au Primaire de Contrazy-Camarade.

Les rares affleurements de Primaire montrent ou bien des schistes gris foncés ou bien des quartzites blancs. Les quartzites forment souvent des rochers saillants; par exemple au-dessus de l'église de Contrazy et à d'autres endroits indiqués dans la Planche I. Malgré la rareté des affleurements il n'y a cependant aucune raison de douter de l'existence d'une masse continue de Primaire, seulement, vu les conditions sous lesquelles le massif se présente, il est impossible de fournir des indications sur sa structure.

Primaire de Gausseran.

Ce massif, le plus oriental de la région étudiée, paraît avoir échappé à mes prédécesseurs. Il débute au Nord-Est de Clermont, entre Piconi et Balanca (voir Pl. I), et s'étend presque jusqu'à Laffite. A la route nationale de Lescure au Mas-d'Azil, au Nord-

Est de Piconi, le Primaire n'est pas observable, mais débute directement au Nord-Ouest d'elle. Ce Primaire est formé de schistes gris-bleu, foncés ou bruns ferrugineux et de quartzites blancs ou gris. A beaucoup d'endroits, ces terrains sont assez bien visibles, surtout dans les flancs et dans les ravins de la vallée de Gausseran et du vallon du ruisseau passant au Nord-Ouest de Piconis qui cependant, en partie, ne sont pas commodes à suivre. Mais pris dans l'ensemble, ces affleurements ne sont pas suffisants pour qu'on puisse établir la structure de ce massif schisteux qui, d'après ce que j'ai constaté, doit être assez compliqué et irrégulière. Les relations qui existent entre ce Primaire et le Trias de Gausseran seront discutées plus loin.

c. ZONE DU CÉNOMANIEN FACIÈS SUD

Dans la région étudiée, le Cénomaniens de ce faciès couvre, entre le Salat et Clermont, une surface de près de 100 km. carrés. La longueur de cette zone est d'environ 28 km., la largeur s'accroît jusqu'à plus de 5 km. au Nord de Lacave et au méridien de Cabos (à 3 km. 1/2 à l'Ouest de Clermont), tandis qu'elle diminue au Nord de Gabax pour n'atteindre qu'à peine 750 m. Dans le paysage, cette zone forme des collines douces; seulement dans le voisinage des massifs paléozoïques, qui eux-mêmes portent les points culminants de la région étudiée, le Cénomaniens présente, lui aussi, des pentes un peu plus raides et des vallées plus profondes. Une grande partie du Cénomaniens est couverte de forêts étendues, ce qui gêne beaucoup l'exploration géologique. L'autre partie porte des cultures, des champs et des prés. Ça et là, enfin, des parties sont cachées sous les alluvions miocènes.

Les terrains cénomaniens de la zone en question — abstraction faite des intercalations conglomératiques et gréseuses — ne sont que *des schistes marneux gris et des marnes schisteuses grises* qui brillent par une uniformité désespérante. Plusieurs circonstances rendent impossible l'établissement d'une coupe normale de cette série dont l'épaisseur est inconnue. D'abord, le Cénomaniens repose en discordance sur les terrains antérieurs, et il est lui-même le terrain le plus récent de la zone; en plus, les conditions tectoniques, nous en parlerons plus loin, sont très

compliquées. Il est aussi tout à fait impossible de dire si les schistes d'un affleurement donné appartiennent à la base ou à la partie supérieure de la série. Cependant on pourrait être tenté de voir dans la présence ou dans l'absence de conglomérats grossiers une certaine indication sur la place qu'occupent ces terrains dans la série, en supposant que les conglomérats sont plutôt caractéristiques des couches inférieures. Quoique cette idée ne soit pas tout à fait fausse, il ne faut pas oublier que les conglomérats montent assez haut dans la série et qu'ils paraissent se trouver dans certaines régions — par exemple dans le voisinage des massifs de Primaire — en plus grande abondance qu'ailleurs. Dans ces circonstances, de sérieuses difficultés s'opposent à l'explication structurale, car *les synclinaux et les anticlinaux ne sont pas révélés par des caractères lithologiques.*

Puisque le relief faible de la région et le peu d'étendue des affleurements empêchent de reconnaître les grands traits de la structure, le géologue sur le terrain est réduit à mesurer partout où l'occasion se présente l'inclinaison et la direction des couches du Cénomanién pour essayer ensuite d'établir la tectonique de l'ensemble. Ainsi, entre le Salat et Raynaude, j'ai relevé le plongement à plus de 400 endroits, indiquant ces constatations dans mes minutes au 25.000°. Ces observations sont indiquées en partie dans ma carte (Pl. I).

Examinons rapidement à l'aide de cette carte *la disposition générale des couches* dans la zone du Cénomanién Sud en divisant, pour la description, cette zone en trois parties :

Région Ouest : de Touille aux alluvions miocènes des Baudis;

Région centrale : des alluvions miocènes des Baudis à Cabille;

Région Est : de Cabille à Clermont.

RÉGION OUEST. — Au premier coup d'œil on peut constater que, *dans la partie septentrionale* de cette région, *le Cénomanién plonge vers le Sud*; *dans la partie méridionale*, par contre, *vers le Nord*. Il en résulte donc *une disposition synclinale*. Examinons les données de plus près.

Le long du bord méridional du massif de Betchat-Bagert, l'inclinaison est dirigée au Sud; elle augmente de l'Ouest à l'Est : dans la région de Betchat et de Montaut, elle est de 30° à 40° Sud,

à Sère de 50° à 55° Sud; à Bagert, les couches sont verticales ou même renversées. Plus à l'Est, dans la direction de Barjac, les couches se maintiennent redressées, mais sans tendance au renversement. Le long du bord méridional de la zone cénomaniennne, les schistes dont la direction est à peu près parallèle au contact du Cénomanien avec les terrains du massif de l'Arize, ont une inclinaison plus ou moins forte vers le Nord. Cette inclinaison, très prononcée entre Lacave et Mercenac, va en s'affaiblissant de l'Ouest à l'Est : au Nord du rocher qui porte l'église et la ruine du château de Taurignan-Castet, elle n'est plus que de 21°.

Entre ces séries bordières, on peut distinguer, de l'Ouest à l'Est, trois synclinaux; le premier (*synclinal A*, voir Pl. I) s'étend de Montarreaut à Gautètes, en direction WNW-SES. Dans son prolongement vers l'Est, succède le *synclinal B* dont le parcours est marqué sur la Planche I. Un troisième synclinal (*synclinal C*), indépendant des deux autres, se remarque entre Labouaou et les Baudis.

RÉGION CENTRALE. — Dans cette section, les couches dont la direction varie entre E-W et ESE-WNW sont partout très redressées, inclinées au Sud ou au Nord, ou même verticales.

RÉGION EST. — Quant à la direction des couches, cette région présente des conditions très curieuses. *Dans la partie septentrionale, le long du massif de Contrazy-Camarade, la direction des couches du Cénomanien est NNW-SSE à N-S; elle se trouve — fait surprenant — à peu près perpendiculaire au grand axe de ce massif.* L'inclinaison, qui généralement est dirigée vers l'Est, se montre très forte au Sud-Est de Contrazy; mais elle diminue sensiblement dans la direction de Font-del-Fer; à quelque distance au Nord de cet endroit, nous constatons des couches plus ou moins horizontales.

Dans la partie méridionale de cette région, la direction des schistes cénomaniens est plus ou moins W-E. Le long du contact du Cénomanien avec les terrains secondaires du massif de l'Arize, les couches sont verticales ou fortement inclinées vers le Sud. Dans la région de Cabos cependant l'inclinaison est plus faible (j'ai mesuré en un point un plongement de 36° au Sud) et la direction des couches se conforme à la courbe que décrit le bord Nord des terrains secondaires de l'Arize.

Le changement de direction qui s'observe entre les couches de la partie Nord et celles de la partie Sud du secteur en question n'est pas dû à une rupture, mais à *une inflexion assez brusque de la masse entière des schistes*; nous avons pu le constater en effectuant quelques mesures de plongement dans la zone intermédiaire (voir planche I; les lignes rouges indiquent la disposition de la direction des couches).

En se basant sur cet examen général de l'inclinaison des schistes cénomaniens, on pourrait être tenté de conclure que la structure de la zone est assez simple, mais deux constatations s'y opposent : d'abord l'épaisseur énorme qu'il faudrait, dans ce cas attribuer au Cénomanien, en outre l'existence, à plusieurs endroits, de petites lentilles de Primaire qui se trouvent au milieu du Cénomanien dans une position inattendue.

M. CAREZ indique (voir 9, fasc. IV, page 2217) pour le Cénomanien de Clermont une épaisseur ne dépassant pas 200 à 300 mètres; cette estimation me paraît bien inférieure à la véritable puissance de ces assises. Selon mon opinion, *la puissance du Cénomanien* est certainement supérieure à 500 mètres et pourrait bien atteindre 1.000 mètres, elle ne me paraît cependant pas dépasser ce chiffre de beaucoup. Ces chiffres sont basés sur des évaluations critiques de la puissance du Cénomanien à différents endroits, parmi lesquels je cite, en premier lieu, la région située au Sud-Est de Montaut, où les conditions géologiques me paraissent le plus favorables à des estimations de ce genre. En consultant la coupe 17 de la planche II, on constate que le Cénomanien présente une série isoclinale transgressive sur le Primaire qui se trouve au Nord, et se continue régulièrement jusqu'au centre de notre synclinal A. Nous allons dans la suite, séparément pour nos trois sections, examiner en détail tous les faits qui indiquent *des irrégularités structurales dans la zone du Cénomanien Sud*.

RÉGION OUEST. — Examinons d'abord la puissance du Cénomanien là où la zone est le plus large; c'est *entre Lacave et Montaut*. La disposition des schistes cénomaniens est ici celle d'un *synclinal très dissymétrique* (voir Pl. II, coupe 18). Le flanc septentrional possède une épaisseur d'environ 550 mètres, tandis qu'au Sud, en allant jusqu'à Lacave, la puissance totale des

schistes est d'environ 3.000 mètres. Cette différence dans l'épaisseur des deux flancs du synclinal est tellement considérable qu'il ne me semble pas acceptable de l'expliquer par une épaisseur primaire plus grande du flanc Sud. Le flanc Nord ne présente aucun indice d'une réduction mécanique, il en résulte pour le flanc Sud qu'il ne représente pas une série simple. Cette immense série s'est-elle formée par *plissement serré et isoclinal* ou par une *superposition d'écaillés multiples*? Question embarrassante, à laquelle (pour des raisons indiquées plus haut) les constatations faites sur le terrain ne permettent pas de répondre.

Ce que nous venons de dire du Cénomanién situé entre Lacave et Montaut, s'applique à toute la série le long du bord Sud de la zone cénomaniénne; bien qu'elle ne soit pas aussi épaisse qu'au Nord de Lacave, elle dépasse toujours les 1.000 mètres dans la région au Nord de Bonrepaux et de Taurignan-Castet, ce qui parle — d'une façon générale — en faveur de complications tectoniques secondaires. Mais, dans la région située entre Bagert et Barjac, le flanc Nord aussi présente des complications sous forme de *petites lentilles de Primaire* que nous allons décrire l'une après l'autre.

Schistes primaires à l'Est de Savarie. — A 1 km. 1/4 au Sud de Bagert, dans le ruisseau passant à l'Est de Savarie, se trouve directement à l'aval d'un confluent, un gros bloc allongé de *calc-schistes paléozoïques foncés*, long de 21 m. et haut de 5 m. Des restes de conglomérat cénomanién fin se trouvent encore accolés à l'une de ses extrémités. Grâce à l'érosion du ruisseau, on peut constater que le bloc repose sur des schistes cénomaniéens écrasés et qu'il devait être complètement englobé dans le Cénomanién. Il s'agit donc d'une lentille de Primaire dans le Cénomanién.

Schistes primaires de la Morère. — Au Sud-Ouest de Cap-Blanc, un chemin se détache de la route Roquelaure-Touroulouse et se dirige vers la Morère. Quelques mètres après la bifurcation, ce chemin traverse le ruisseau passant au Sud-Est de la Morère. Dans ce ruisseau affleure du Cénomanién. A 60 m. à l'Ouest du pont, un petit sentier va vers le Nord et c'est sur ce chemin qu'affleurent des *schistes primaires, probablement siluriens*. Leurs rapports avec le Cénomanién qui les entoure sont mas-

qués par la forêt, mais on peut présumer qu'il s'agit d'une lentille isolée.

Dévonien de la route de Bagert. — Sur le bord Nord-Est de la route de Bagert à Saint-Girons, à 500 m. au Nord-Ouest de Cap-Blanc, se trouve une masse de *calcaire dévonien* exploitée dans une carrière dont les dimensions sont de 37 m. sur 24. Il s'agit donc d'un paquet assez considérable. Ses limites sont cachées par la forêt, mais on constate dans le fossé de la route, à 50 m. au Sud-Est de la carrière, un banc de conglomérat fin du Cénomanién et des schistes cénomaniéniens s'observent sur le sentier qui passe au Nord de la carrière. Ce paquet de Primaire n'est donc aussi, selon toute probabilité, qu'une lentille dans le Cénomanién.

Dévonien à l'Est de Cap-Blanc. — Dans le ruisseau qui passe directement à l'Est de Cap-Blanc, j'ai rencontré une petite lentille de *calcaire dévonien*. Ses contacts avec le Cénomanién ne sont pas visibles.

La présence de ces quatre gisements de terrains paléozoïques est difficile à expliquer. Comme ils sont indépendants de conglomérats grossiers du Cénomanién, on ne peut expliquer leur position qu'en faisant appel à des phénomènes tectoniques. A mon sens, il s'agit de *parties détachées du sous-sol du Cénomanién qui ont été arrachées et emballées dans le Cénomanién lors du plissement.*

En tout cas, il faut retenir que le flanc Nord aussi possède une structure très complexe dont nous ne pouvons encore élucider d'une manière satisfaisante tous les détails.

RÉGION CENTRALE. — Cette région, qui se trouve directement au Sud de celle des écaillés de Baup, est occupée complètement par *une série redressée*, épaisse de 750 à 1.250 mètres. Elle paraît avoir été soumise à une violente compression. Les *lentilles de calcaire aptien* que l'on remarque dans les schistes cénomaniéniens, surtout au voisinage des écaillés de Baup (voir aussi page 73), indiquent que la série a été décomposée en écaillés et redressée. Rappelons ici que c'est seulement dans cette région centrale que le Cénomanién est fossilifère. Les Orbitolines notamment s'y rencontrent à maints endroits (voir page 38).

RÉGION EST. — La structure de cette partie est encore plus énigmatique que celle de la partie Ouest. Nous avons exposé plus haut que la direction des couches décrit un coude, de sorte que cette puissante région de schistes se divise tout naturellement en deux parties : dans l'une les assises sont dirigées WNW-ESE, dans l'autre N-S. L'inclinaison est orientée vers l'intérieur de cet arc et va en diminuant; il en résulte donc une disposition en cuvette dont le centre se trouve à environ 1 km. au Sud de Cabanères.

L'épaisseur de la série septentrionale, dirigée N-S, semble être de près de 3.000 mètres. En évaluant la puissance de la série méridionale, dirigée WNW-ESE, on obtient des valeurs différentes, mais toujours très élevées : entre le point 718 (Font-del-Fer) et Cabos, elle est supérieure à 2.500 mètres; au Sud de Bouineous, la série dépasse encore 2.000 mètres. La masse des schistes est donc si considérable que ces deux séries ne paraissent pouvoir représenter des séries normales.

En faveur de cette supposition, signalons ici la présence de *deux petites lentilles de Primaire, intercalées dans le Cénomanién*, sous des conditions tout à fait comparables à ce que nous avons vu dans la région Ouest et qui témoignent bien de la structure compliquée de l'ensemble.

La première de ces lentilles est située à 1 km. 1/2 environ au Sud de Bouineous (voir Pl. I). Les *calcschistes paléozoïques, gris foncés* dont elle se compose, sont mis au jour dans une petite carrière. Les alentours de cet affleurement étant couverts d'éboulis, il n'est pas possible de mesurer l'étendue de ce paquet de Primaire qui doit être entouré de toutes parts par les schistes cénomaniens.

Une autre lentille de terrains semblables existe à environ 750 m. à l'WSW de Font-del-Fer, mais ici les conditions d'observation sont encore moins favorables.

Notons encore ce fait curieux : *l'indépendance absolue de la disposition des schistes cénomaniens à l'égard des massifs de Primaire de Contrazy-Camarade et de Gausseran*. En effet, comme on le voit dans la planche I, le Cénomanién paraît buter perpendiculairement contre ces deux massifs. Mais je n'ai trouvé nulle part des affleurements qui auraient permis d'observer de quelle manière se fait le contact entre les massifs de Primaire et les

schistes cénomaniens. Nous devons convenir que notre carte, qui n'indique pas les éboulis très abondants dans ces parages, ne donne qu'une idée insuffisante des conditions qu'on rencontre vraiment sur le terrain. Autant qu'on peut juger d'après les mauvais affleurements qui se trouvent surtout dans les ravins et par place aussi sur les chemins, des masses considérables de brèche doivent exister, à beaucoup d'endroits, entre le Primaire et les schistes cénomaniens. La nature de ces brèches est souvent difficile à expliquer; il paraît s'agir en partie de brèches sédimentaires, mais en partie aussi, par exemple au Sud-Est de Contrazy, de Primaire broyé. A d'autres endroits on a l'impression que ce n'est que de la brèche de pente bien solidifiée.

Tous ces faits nous montrent que *la structure de cette section doit être très compliquée*. Cet amas isoclinal de schistes est traversé probablement par des plans de glissement importants sur lesquels des lambeaux de Primaire arrachés ont pu se déplacer. Mais étant donné l'uniformité de l'ensemble et l'absence de vallées profondes, il est impossible de reconnaître, ni sur le terrain, ni à l'aide de coupes, la vraie structure de cette partie.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LA ZONE CÉNOMANIENNE

Après avoir examiné séparément ces différentes parties, il me reste à ajouter quelques mots sur leurs rapports et sur la tectonique générale de la zone cénomaniennne.

Le *Cénomarien faciès Nord* a une position tectonique assez isolée, car, sur tout son pourtour, il est en contact anormal avec les massifs de Primaire ou, là où ils font défaut, avec le Cénomarien faciès Sud.

Quant aux *relations de la large zone du Cénomarien faciès Sud avec les massifs de Primaire*, on peut constater en divers points, le long du massif de Betchat-Bagert, que le Cénomarien a gardé sa position originale par rapport au Primaire, c'est-à-dire que le plan de contact entre le Cénomarien et le Primaire correspond à l'ancienne surface de transgression. Le long des massifs de Contrazy-Camarade et de Gausseran, nous n'avons pu observer nulle part le contact direct entre le Primaire et le Cénomarien; mais vu la disposition des couches du Cénomarien au voisinage de ces deux massifs, je ne doute pas que la limite entre

les terrains en présence se fasse par un contact anormal. Toutefois les brèches cénomaniennes attestent indubitablement que le Cénomanien s'était déposé aussi dans cette région en transgression sur du Primaire. Vu la composition de ces brèches — elles renferment surtout des schistes et quartzites paléozoïques — on doit admettre que les terrains, sur lesquels le Cénomanien se déposait, n'étaient pas bien différents de ceux qui composent les deux massifs en question.

Pour expliquer la position tectonique des massifs de Primaire deux interprétations sont possibles. On peut les prendre ou bien pour de simples affleurements du Primaire qui forme le substratum du Cénomanien ou bien pour des complexes détachés de ce substratum. C'est d'après la première de ces hypothèses que M. LÉON BERTRAND a dressé sa coupe géologique passant par le massif de Contrazy-Camarade (7, Pl. V, coupe 9). Mon interprétation se base sur la deuxième manière de voir. Tout en supposant que le substratum immédiat du Cénomanien est en majeure partie formé par du Primaire — à l'exception de notre région des écaïlles de Baup, où des terrains secondaires se rallient au Primaire — je crois que la terminaison latérale brusque des massifs primaires et la disposition du Cénomanien dans leur voisinage indiquent plutôt de grands complexes détachés du substratum et poussés vers le haut, soit en conservant les rapports originaux avec le Cénomanien (Betchat-Bagert), soit en s'en détachant (Contrazy-Camarade et Gausseran).

Le Primaire broyé que l'on observe entre Salies-du-Salat et Betchat pourrait, dans ce cas, être interprété comme une brèche de friction formée dans la profondeur au cours des dislocations qui se sont produites dans le substratum du Cénomanien. Ces brèches auraient subi la même poussée vers le haut que le Primaire de Betchat-Bagert.

De même, les écaïlles de Baup sont, à mon sens, des fragments du substratum du Cénomanien; seulement, ici, il était formé de Primaire couvert de terrains secondaires. Les écaïlles de Baup ne seraient donc que des morceaux détachés du substratum et refoulés vers le haut après redressement par la forte compression qu'a subi la zone cénomaniennne tout entière. Il faut insister sur le fait que les différents complexes de brèche du type de Baup ne doivent pas être considérés comme des brèches de friction

produites par ces dislocations, mais comme des brèches sédimentaires transgressives sur les terrains secondaires, donc antérieures au plissement pyrénéen. De même que les terrains plus anciens, ces brèches ont été entraînées sous forme d'écailles.



3. AFFLEUREMENTS DE TRIAS LE LONG DU CONTACT DES PETITES PYRÉNÉES ET DE LA ZONE CÉNOMANIENNE

Le long du contact du bord Sud des Petites Pyrénées avec la zone cénomaniennne se trouve un grand nombre d'affleurements plus ou moins étendus de Trias que nous allons examiner en détail, de l'Ouest à l'Est.

a. TRIAS DE SALIES DU SALAT

C'est un grand complexe. Son extension W-E est de près de 2 km.; sa plus grande largeur d'à peu près 625 mètres. Ce Trias est formé essentiellement d'argiles bariolées à quartz bipyramidé, de gypse et de sel gemme. Il renferme, en outre, de grandes masses d'ophite, des roches calcaires cristallines friables à brucite, des intercalations insignifiantes de calcaires, dolomies et cargneules et enfin une lentille de granite.

Sur la rive gauche du Salat, le Trias est facile à suivre grâce à la présence de plusieurs exploitations de gypse actuellement abandonnées et grâce aussi aux masses d'ophite qui, par suite de leur grande dureté, forment dans le paysage des éminences riches en affleurements. Sur la route de Salies-du-Salat à Montsaunès, ces ophites sont exploitées, dans une grande carrière, comme gravier pour l'empierrement. La limite septentrionale du Trias, c'est-à-dire son contact avec les marnes bleues du Sénonien, est facile à distinguer. Pour la limite méridionale, par contre, on est réduit à des suppositions. En comparant les contours de ma carte (Pl. I) avec ceux que donne M. CAREZ dans la carte géologique détaillée, on trouve des différences importantes. D'après M. CAREZ, le Sénonien entoure l'extrémité occidentale du Trias et se prolonge même au Sud encore sur une certaine distance, tandis que, d'après mes levés, ces terrains se terminent

en biseau entre le Sénonien et la zone cénomaniennne. Quoique la région critique n'offre pas d'affleurements nets à cause de la végétation (prés, champs et forêts épaisses), je crois avoir de bonnes raisons pour soutenir ma manière de voir. Tout d'abord, malgré mes recherches assidues, je n'ai rencontré nulle part au Sud et à l'Ouest du Trias les marnes bleues du Sénonien. Au contraire, j'ai trouvé, dans le pré situé immédiatement à l'Ouest de l'affleurement d'ophite le plus occidental, quelques morceaux de brèche fine cénomaniennne. Plus au Sud, au bord de la route nationale, j'ai observé à deux endroits (ils sont marqués sur ma carte) des schistes primaires altérés, provenant probablement de « Primaire broyé » (voir page 65).

Sur la rive droite du Salat, les affleurements sont très restreints. J'ai observé d'abord, sur le coteau situé au Sud-Est de Bout-du-Pont quelques dolomies et cargneules ainsi que des roches métamorphiques. Un tout petit affleurement d'argiles bariolées se trouve derrière l'usine de sel. Le granite que marque M. CAREZ derrière cette usine, n'est plus visible (voir page 19).

Si nos données sur l'étendue superficielle du Trias sont, malgré tout, assez clairsemées, nous sommes très bien renseigné sur sa puissance souterraine, grâce à quatre sondages, effectués pour la recherche du sel sur les deux rives du Salat. Dans ces sondages, qui ont atteint les profondeurs de 230, 223, 330 et 240 mètres, on n'a pas rencontré d'autre terrain que du Trias. L'épaisseur du Trias est donc assez grande, si grande qu'il ne peut être question d'une série normale. Ici, comme aux autres endroits dont nous parlerons plus loin, il s'agit d'une accumulation secondaire de roches triasiques.

Etant donné ces faits, il est évident que cette masse triasique ne doit pas être interprétée comme un lambeau de recouvrement. L'ensemble de ce Trias avec ses ophites nous apparaît comme *une grande masse irrégulière qui s'est amassée dans la profondeur et fut ensuite poussée vers le haut, le long du contact anormal entre les Petites Pyrénées et la zone cénomaniennne.*

Le plan de contact joue le rôle de ligne de moindre résistance. Cette explication de la position du Trias de Salies-du-Salat tient compte de deux circonstances qui sont : d'une part les grandes dislocations tectoniques, de l'autre la propriété d'émigrer que possèdent les grandes masses salifères et gypsifères.

b. TRIAS DE BOURJAQUET

Vers l'Est, le Trias de Salies-du-Salat disparaît sous une couverture d'éboulis, mais dans son prolongement immédiat se trouve, dans la même position tectonique, une lentille de Trias qui en peut être la continuation. Elle est visible entre le ruisseau de Bout-du-Pont et la ferme de Bourjaquet. Des argiles bariolées se voient près d'une excavation remplie d'eau — ancienne exploitation de gypse — située non loin de l'endroit où le chemin direct de Betchat à Bout-du-Pont traverse le ruisseau qui passe au Nord-Est de ce dernier hameau. Les mêmes terrains affleurent, à l'Est de ce pont, dans le fossé qui borde ce chemin. Entre le ruisseau et la ferme de Bourjaquet, on observe, çà et là, des débris de calcaire et de cargneule triasique. Au Nord de Bourjaquet enfin se trouve un rocher de calcaire cristallin à brucite.

c. TRIAS DU LAOUIN

Tout ce qu'on voit de cette lentille qui, elle aussi, est située sur le plan de contact des Petites Pyrénées avec la zone cénomannienne, c'est un affleurement d'ophite au Nord-Est de l'endroit où le chemin direct de Betchat à Bout-du-Pont traverse le Laouin. Les environs immédiats de cet affleurement d'ophite étant couverts d'un côté par une forêt épaisse, de l'autre côté par des alluvions récentes, les limites du Trias ne sont pas observables. Nous ignorons aussi si cette ophite est accompagnée ou non d'autres terrains triasiques; il me semble qu'on peut considérer cette ophite comme une lentille isolée de Trias.

d TRIAS DE BETCHAT

Cet affleurement est *le plus grand de la région étudiée*; il mesure presque 4 km. de longueur et près de 2 km. de largeur. Sa position tectonique est des plus compliquée. Il est composé en majeure partie d'argiles bariolées et de gypse, autrefois activement exploité dans un grand nombre de carrières à ciel ouvert ou souterraines qui, à l'exception de deux ou trois, sont aujourd'hui

d'hui abandonnées et remplies d'eau. Les argiles bariolées et le gypse renferment, sans ordre aucun, des calcaires, dolomies et cargneules triasiques et infraliasiques, des ophites, des calcaires cristallins à brucite, enfin des lentilles de granite, de pegmatite et d'autres roches cristallines. Quoique la région en question soit couverte de cultures, de prés ou de forêts, les affleurements ne sont pas rares. Les nombreuses exploitations abandonnées de gypse donnent de très bonnes indications sur la disposition de ces dépôts. Les ophites et les roches granitiques, souvent occupées par la forêt, font toujours un peu saillie dans le paysage aux formes douces, caractéristiques du Trias gypseux. Aussi les argiles bariolées affleurent çà et là. Elles sont très bien apparentes sur la route de Betchat à Fabas, au Sud de Castelbon.

Examinons rapidement *les contours de l'affleurement*, qui sont, du reste, indiqués assez exactement, dans la feuille Saint-Gaudens de la Carte géologique détaillée. J'ai mentionné déjà dans la description de la tectonique des Petites Pyrénées qu'au Nord, le Trias disparaît sous des alluvions anciennes (voir page 56). Le contact du Trias avec le Poudingue de Palassou que marque M. CAREZ sur la Carte géologique, n'est donc pas visible sur le terrain. Quant à la limite occidentale, sa partie septentrionale est cachée par des alluvions. Plus au Sud, dans le voisinage de Ponsole, elle est, par contre, assez facile à établir, quoique le contact direct ne soit nulle part observable. Le long de la limite méridionale, l'étendue du Trias peut être fixée assez aisément grâce à un grand nombre de bons affleurements. Aussi le Primaire, toujours plus ou moins broyé, s'observe à l'Ouest de Castelbon, dans le bord de la route Betchat-Fabas et sur le chemin qui descend de l'extrémité Nord du village de Betchat vers l'ENE. En ce qui concerne la limite orientale, les conditions d'observation sont assez variables. Au Nord-Ouest de Latour, elle est cachée partout par des éboulis, mais du Trias doit exister sous ces débris, car on y trouve aussi quelques blocs de granite et de pegmatite. A l'Ouest de Latour, sur la route Latour-Betchat et dans le ruisseau de Labarthe, on peut, en revanche, constater des faits très intéressants.

Un peu en aval de l'embouchure du petit affluent qui vient de l'Est de Betchat, on observe, sur la rive droite, des brèches céno-maniennes, déjà décrites plus haut (voir page 63). Elles sont

suivies, vers le Nord, de gypse métamorphique (voir page 14), qui est accompagné de roches cristallines (voir page 20). Ces roches affleurent entre le ruisseau de Labarthe et la route de Latour. Ce Trias doit se continuer vers l'Est et être en relation directe avec le Trias de Latour-Fatet, comme le montrent les bons affleurements de Trias que nous avons découvert, le long du Crétacé supérieur, à l'WSW de Latour. Ce sont, au Nord-Est du grand affleurement de cristallin, mentionné plus haut, un petit rocher de granite entièrement couvert de ronces, situé au milieu d'un champ, à l'Est de la route de Latour. Au Sud-Est de ce granite, j'ai trouvé, à côté de la route de Latour dont le tracé n'est pas exactement figuré dans la carte de l'Etat-Major, deux affleurements minimes de Trias, l'un montrant des calcaires cristallins friables à brucite, l'autre des argiles bariolées à quartz bipyramidé. Enfin il faut mentionner l'affleurement de granite, situé sur la route de Latour. M. CAREZ l'a indiqué sur sa carte, mais en l'entourant complètement de Cénomaniens. A l'Est de ce granite, j'ai constaté des argiles bariolées sur un sentier qui mène de la route au ruisseau de Labarthe; cet affleurement indique une *liaison du Trias de Betchat avec celui de Latour-Fatet*. Dans la partie stratigraphique, nous avons déjà mentionné que le Trias de Betchat est accompagné de grandes masses ophitiques et de plusieurs lentilles d'autres roches cristallines. Toutes ces intercalations sont représentées dans ma carte (voir Pl. I); il n'est donc pas nécessaire de les énumérer ici.

Pris dans son ensemble, *le Trias de Betchat représente une masse très épaisse*. A Métole, sur son bord Sud, son altitude au-dessus de la mer est de 413 mètres, tandis qu'au Nord, dans la vallée du Lens, elle n'est que de 295 mètres. Mais de plus, nous savons que le Trias possède dans la vallée du Lens une très grande épaisseur, car les anciennes exploitations de gypse, situées le long de la rive gauche de ce ruisseau avaient été poussées, à ce que racontent les gens du pays, jusqu'à une profondeur de près de 50 mètres (?), sans quitter le Trias.

La situation tectonique du Trias de Betchat est tout à fait bizarre; car il se trouve au milieu des assises crétacées et tertiaires des Petites Pyrénées, c'est-à-dire de notre série méridionale. Examinons de près les rapports entre les deux systèmes. Les assises déversées de la série méridionale se poursuivent de

la vallée du Salat vers l'Est jusqu'à Ponssole. Là, elles cessent brusquement pour faire place au Trias. Le dernier affleurement de calcaire nankin, par exemple, se trouve sur le chemin de Métole à Ponssole. A 1 km. 1/2 à l'Est de cette localité, sur le versant Est du ruisseau de Labarthe, la série méridionale réapparaît et sa direction n'a pas changé. L'altitude du point où se termine la série méridionale dépasse celle du Trias aussi bien à l'Ouest qu'à l'Est; il en faut conclure qu'il existe dans la série méridionale des Petites Pyrénées une large échancrure remplie de Trias. Dans le calcaire nankin, cette échancrure n'a que 1 km. 1/2 de largeur; mais elle s'élargit progressivement vers le Nord, c'est-à-dire en passant dans les couches plus récentes, de sorte que le Trias finit par s'étendre le long du Lens sur une distance de 4 km. de largeur. Or ce Trias n'occupe pas seulement l'échancrure de la série méridionale, mais *il prend la place aussi d'une partie des couches horizontales du synclinal de Cassagne-Fabas*, car c'est à travers ce Trias que doit passer le prolongement de l'axe de la charnière cassée que nous avons choisie comme limite entre la série méridionale et les couches horizontales de l'intérieur de ce synclinal (voir plus haut, page 58). En faveur de cette manière de voir, citons les faits suivants : nous avons déjà constaté (voir page 57) que les assises tertiaires de Tarté s'enfoncent assez rapidement dans la direction du Trias de Betchat. On pourrait donc supposer que ces couches s'abaissent suffisamment pour passer en dessous de ce Trias. Mais l'affleurement de poudingue de Palassou qui s'observe à un demi-kilomètre à l'Ouest de la Rouaude est situé si près du Trias que l'on ne peut plus admettre un enfouissement aussi important. Vu la grande puissance de ce Trias, je crois qu'il faut supposer que ce terrain occupe ici aussi une sorte d'échancrure. Nous nous sommes basés sur cette hypothèse pour dresser les différentes coupes de la planche II qui traversent le Trias en question. Cette échancrure dans le synclinal doit se poursuivre, dans la vallée du Lens, sur une distance d'environ 4 km.; ce n'est qu'aux environs de la Mothe que le synclinal normal reprend. Nous ignorons jusqu'où l'échancrure s'étend vers le Nord, car, dans cette direction, le Trias disparaît sous les alluvions anciennes.

Enfin, quant aux *rapports entre le Trias et le Primaire de*

Betchat-Bagert, il est important de noter qu'à l'Est de Météole le contact anormal qui sépare ces deux terrains décrit une courbe convexe vers le Nord. Cette protubérance des terrains paléozoïques s'avance exactement dans l'échancrure du bord Sud des Petites Pyrénées. Nous pouvons en déduire que le Primaire a été poussé vers le Nord, par dessus le Trias.

Il me paraît enfin important de faire remarquer (voir aussi page 89) que le Trias de Betchat se prolonge dans celui de Latour-Fatet, qui est évidemment pincé entre les Petites Pyrénées et le Primaire de Betchat-Bagert.

Il résulte de ces données que le Trias de Betchat ne peut être interprété comme étant le dernier reste d'une nappe de recouvrement venue du Sud, par dessus la zone cénomaniennne. Au contraire, *il s'agit d'une masse qui s'enracine*, à une certaine distance au Sud de sa zone d'affleurement, *en profondeur*. Nous verrons que cette explication est appuyée par toutes les observations que permettent de faire les autres affleurements triasiques du bord septentrional de la zone cénomaniennne.

En résumé, nous pouvons donc nous représenter que *la mise en place du Trias de Betchat* s'est faite de la manière suivante: Au cours des plissements pyrénéens, une grande masse de Trias gypseux a dû s'accumuler dans la région de Betchat, dans la région où était en voie de formation la surface de rupture qui sépare aujourd'hui la zone cénomaniennne et les Petites Pyrénées. Cette accumulation de Trias était si considérable que, sous la pression de la zone cénomaniennne en voie de plissement, le Trias a percé la série méridionale des Petites Pyrénées et a même enlevé une partie des couches horizontales de l'intérieur du synclinal de Cassagne-Fabas, pour prendre la place que tenaient auparavant les terrains des Petites Pyrénées. Nous ignorons pourquoi cette échancrure s'est produite précisément à cet endroit de la série méridionale. Sa régularité, à l'Ouest et à l'Est du Trias de Betchat, ne fait pas prévoir la présence de points faibles qui auraient facilité l'ingression de la masse triasique.

e. TRIAS DE LATOUR-FATET

Nous savons que cette bande de Trias est *un prolongement du grand complexe de Betchat* (voir page 89). Dans son ensemble,

le Trias de Latour-Fatet se présente comme *une lentille allongée*, composée de terrains très variés. J'y ai rencontré les roches suivantes : des argiles bariolées à quartz bipyramidé; du gypse, visible dans une carrière abandonnée; toutes sortes de calcaires et de dolomies plus ou moins métamorphiques (calcaires et dolomies triasiques typiques ou roches à brucite entièrement cristallines). Du fer oligiste affleure à l'extrémité Est du complexe, sur le chemin de Fatet à Montaut (voir page 18). Je n'ai pas réussi à retrouver le pointement de granulite que M. CAREZ indique sur la carte géologique, au milieu du Trias.

Quant à la position tectonique de cette masse triasique, il me paraît évident que c'est *une lentille coincée entre le Crétacé des Petites Pyrénées et le Primaire de Betchal-Bagert*.

f. TRIAS DE BELLOC-USSAU

Entre ces deux hameaux affleurent *trois petites lentilles de terrains triasiques*. Deux d'entre elles sont intercalées dans les schistes du Cénomanién Nord, tandis que la troisième, la plus importante, est située au contact entre les Petites Pyrénées et la zone cénomaniénne. Les deux premières ne sont formées que de roches calcaires cristallines, tendres et friables, à brucite (voir aussi page 17), tandis que la troisième comprend, en outre, des argiles bariolées et des calcaires à pyrite.

g. TRIAS DE SOUMET D'EN-BAS.

A 500 mètres à l'ESE de Soumet-d'en-Bas, on voit affleurer *deux petites lentilles de Trias* constituées par des calcaires marneux jaune-ocre et des roches calcaires cristallines très friables et tendres, à brucite. La plus septentrionale est située sur le contact entre le Sénonien et le Cénomanién Nord et renferme, en petite quantité, du fer oligiste, tout à fait pareil, quant à sa composition comme quant à sa situation géologique, à celui de Fatet.

h. TRIAS ET INFRAlias AU SUD DE BÉDEILLE

Au Sud de Bedeille apparaît une lentille importante; elle est longue de plus d'un kilomètre et se compose de terrains triasi-

ques et infraliasiques. Ces derniers ont déjà été décrits dans la partie stratigraphique (page 23). Nous allons examiner rapidement les différents affleurements que présente cette lentille.

Dans sa partie la plus occidentale, les affleurements sont rares. Sur le flanc septentrional du vallon du ruisseau passant au Nord de Coume-de-Lac, je n'ai constaté qu'un seul petit affleurement de roches calcaires cristallines friables, à brucite, mais en creusant un trou dans un champ voisin, j'ai trouvé des argiles rouges à quartz bipyramidé (Trias). Un peu plus à l'Est, dans le voisinage d'une source, on observe des calcaires gris et des calcaires jaunes vacuolaires qui, à l'Est, s'accompagnent de marnes schisteuses grises (Infralias). Plus à l'Est encore, sur le chemin de Tarrabet à Bedeille, on observe du Nord au Sud : des marnes rougeâtres et des marnes calcaires rougeâtres et verdâtres, à rares plaquettes de calcaires jaunâtres (Trias), des schistes gris, des schistes marno-calcaires jaunes, des calcaires marneux jaunes, des calcaires marneux jaunes ou gris en plaquettes et enfin des calcaires compacts gris foncés (Infralias).

L'inclinaison des terrains examinés est forte partout. Au point de vue tectonique, cette lentille semble correspondre à une écaille redressée composée d'une succession très écrasée de terrains triasiques et infraliasiques.

i. TRIAS DE LA PELADE

Au Sud du hameau de la Pelade, sur le contact du Sénonien et du Cénomaniens Nord, j'ai découvert une petite lentille d'ortho-gneiss (voir page 20), accompagnée de roches calcaires cristallines très friables, à brucite.

k. TRIAS DE BARJAC

A Barjac, les gens du pays m'ont raconté qu'on avait trouvé, au NNE de ce village, du gypse qui aurait été autrefois exploité à environ 400 m. au Sud-Ouest de Joulia, à peu près là où — d'après mes levés — le contact entre les Petites Pyrénées et la zone cénomaniennne doit être supposé. Toutefois, je n'ai pas réussi à découvrir ce Trias, dont l'existence me paraît encore très incertaine.

1. TRIAS DE GUILLOUMETS

Dans le lit d'un petit ruisseau qui passe au NNE de Guilloumets, on voit un affleurement d'ophites accompagnées d'argiles bariolées et de roches calcaires cristallines à brucite. Ces terrains paraissent représenter une petite lentille de Trias, située sur le contact du Sénonien et du Cénomanién Nord.

ni. TRIAS DE LAFITTE

L'exploitation de la source salée de « Puits salin », à l'Est de Lafitte (commune de Camarade) a révélé la présence, en profondeur, d'une *masse importante de Trias*. Comme ce terrain n'affleure nulle part et qu'on ne voit aujourd'hui presque plus rien de cette exploitation, il me semble important d'extraire quelques détails de la description que donne Mussy sur cette exploitation de sel et sur les travaux qui furent entrepris dès 1850 pour augmenter son rendement (45, page 83). En 1780 déjà, on avait établi un puits salin et le sel était récupéré par évaporation dans une petite chaudière. En 1850 un sondage fut exécuté à 192 m. au Nord-Ouest de cette installation. Ce sondage a traversé successivement des marnes et argiles gypseuses, des gypses salifères et a atteint le sel gemme à la profondeur de 64 m. 10. Il passa par trois couches de sel et fut arrêté à la profondeur de 70 m. 40.

A la même époque, le puits de l'usine fut poussé jusqu'à la profondeur de 56 mètres. Les 22 premiers mètres du puits sont dans des marnes et des argiles gypseuses, le reste dans des gypses salifères. Un peu plus tard, un nouveau sondage fut entrepris à 80 m. au Nord-Ouest du puits de l'usine et à 112 m. au Sud-Est du premier sondage. Il a traversé du gypse, de plus en plus salifère; il a atteint le gisement de sel gemme à la profondeur de 46 m. 80 et y a pénétré jusqu'à la profondeur terminale de 68 m. 80.

Aujourd'hui, cette exploitation est complètement abandonnée. Une partie des bâtiments a été transformée en ferme, l'autre est tombée en ruines; l'exploitation doit avoir été délaissée depuis longtemps.

Ce qui est important pour le géologue, c'est la présence d'un

complexe de Trias gypseux, accompagné de masses irrégulières de sel gemme, donc de composition semblable à celle du Trias de Salies-du-Salat. Sa position tectonique n'est cependant pas claire. On ne peut constater sur le terrain si cette importante lentille de Trias se trouve entièrement entourée de Cénomarien Nord ou bien si elle jalonne le contact anormal que forme cette dernière assise avec les terrains des Petites Pyrénées ou encore si elle se trouve prise entre le Cénomarien Nord et le Cénomarien Sud. Quoi qu'il en soit, je ne doute pas qu'il s'agisse, ici aussi, d'une masse venue de la profondeur.

n. TRIAS DE GAUSSERAN

A l'extrémité Est de notre région, dans la vallée de Gausseran, affleurent des argiles bariolées à quartz bipyramidé et du gypse, autrefois exploité à plusieurs endroits. Dans le fond de la vallée, il se trouve aussi un ancien puits salin, aujourd'hui fermé. La situation tectonique de ce Trias est très bizarre, car il n'occupe que les parties les plus basses de la vallée. Sur tous les côtés, excepté vers l'aval, il est entouré par le Primaire de Gausseran et l'idée s'impose que le Trias s'enfonce de divers côtés sous le Primaire et que ces derniers terrains se sont continués autrefois par dessus le Trias. Il me paraît donc probable que *le Trias de Gausseran est pris entre le Primaire qui le couvre et le Cénomarien Nord* (voir coupe 1, Pl. II). Comme ce Trias n'affleure que grâce à l'érosion du ruisseau de Gausseran, nous pouvons donc avec raison parler de la « *fenêtre triasique de Gausseran* ». Il n'est pas exclu que le Trias en question est en relation plus ou moins directe avec celui de Lafitte.



4. TERRAINS SECONDAIRES DE LA COUVERTURE DU MASSIF DE L'ARIZE

Le massif primaire de l'Arize, grand complexe de roches anciennes (terrains paléozoïques, gneiss et granite), fortement plissées, est accompagné au Nord, entre Saint-Girons et Foix, d'une zone allongée, dirigée W-E, de terrains secondaires qui,

bien qu'ils aient glissé vers le Nord, paraissent représenter *une partie de la couverture sédimentaire du massif de l'Arize*. Cette zone ayant été étudiée par M. CASTÉRAS jusqu'à la limite occidentale de la feuille Pamiers, j'ai pu me borner, par conséquent, à en examiner seulement *la partie située entre Montesquieu-Avantès à l'Est et Bonrepaux à l'Ouest*.

Avant d'entrer dans les détails, j'esquisserai rapidement la structure générale du secteur étudié.

A l'Est, au Nord-Est de Saint-Girons, on peut distinguer deux anticlinaux dirigés SE-NW, *celui de Bergerat* et *celui de Seille* (voir Pl. I), séparés entre eux par le *synclinal de Hajole*. La disposition de ces deux anticlinaux par rapport au contact anormal entre les terrains secondaires du massif de l'Arize et la zone céno-manienne est remarquable; en effet, ils se dirigent obliquement vers la trace de cet accident, mais avant de l'atteindre, ils s'enfoncent et s'aplatissent. Dans leur prolongement naît un nouvel anticlinal dirigé Est-Ouest, *l'anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan* dont la structure est des plus compliquées. Celui-ci forme, à partir de Mounet (au Nord-Ouest de Lara) jusqu'au Nord de Roquelaure, le bord Nord de notre unité tectonique. A partir de Roquelaure vers l'Ouest, nous ne trouvons plus, le long du bord septentrional de l'unité en question, d'anticlinal régulier, mais, à plusieurs endroits, surtout au Nord de Bonrepaux, *un mélange chaotique de Trias gypseux et d'écaillés de terrains secondaires*. Tout l'espace qui se trouve au Sud-Ouest de l'anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan et au Sud-Est de Bonrepaux est occupé par *un puissant complexe de schistes albiens*.

a. ANTICLINAL DE BERGERAT

Cet anticlinal débute au Nord-Est de Saint-Girons. Il présente tout d'abord une direction SW-NE; à Bergerat, il s'infléchit brusquement vers le Nord-Ouest et c'est ainsi qu'il se trouve en partie dans la région étudiée. De Bergerat vers le Nord-Ouest, l'anticlinal est très redressé; son flanc Sud-Ouest est presque vertical, son flanc Nord-Est même un peu déversé. Son noyau est resserré et le flanc Nord-Est par place un peu écrasé. Le noyau de l'anticlinal, formé de calcaires et de dolomies de Lias inférieur, est visible entre Bergerat et le point 679. Au Nord-Ouest de ce point, par suite d'une descente rapide de l'axe de l'anticlinal, le Lias

inférieur s'enfonce sous les schistes du Lias moyen qui, eux aussi, disparaissent vers le Nord-Ouest (voir Pl. I). Dans la région du point 612, l'anticlinal n'est plus constatable, le terrain étant composé uniquement de dolomie jurassique où l'on ne peut pas déterminer l'inclinaison des couches. L'inflexion brusque que présente l'axe de cet anticlinal à Bergerat est aussi très marquée dans son flanc occidental composé d'une série stratigraphique complète allant du Lias à l'Albien. Au Nord de Saint-Girons, entre Saint-Lizier et Montjoy, les couches ont une direction SW-NE et sont inclinées faiblement vers le Nord-Ouest, mais après le coude de Bergerat, leur inclinaison augmente fortement.

b. SYNCLINAL DE HAJOLE

Nous n'avons dans notre région que l'extrémité Nord-Ouest de ce synclinal dont le centre est occupé par des schistes albiens très fossilifères. Au Nord-Ouest de Hajole, ce synclinal subit une montée axiale rapide.

Il me faut signaler encore *une petite complication* qui existe entre la terminaison occidentale du synclinal de Hajole et l'anticlinal de Bergerat. Dans cette région (voir Pl. I), j'ai rencontré au milieu du Jurassique moyen un affleurement de Bauxite accompagnée de calcaires aptiens; je ne puis dire si cette irrégularité est produite par une faille ou par un petit synclinal secondaire. La seconde interprétation me paraît la plus probable.

c. ANTICLINAL DE SEILLE

Cet anticlinal est du même type que celui de Bergerat : ses flancs sont presque verticaux, son noyau très comprimé. Ces conditions permettent de supposer que le Trias ne prend pas part à ce plissement, mais est resté en profondeur. Le Lias inférieur du noyau est visible jusqu'à 600 mètres à l'Est de Lara; là, près de la route de Saint-Girons à Gabax, il s'enfonce sous le Jurassique moyen (voir Pl. I).

Il convient de signaler, à l'Ouest de Lara, dans le prolongement du noyau disparu, un paquet écrasé de calcaires gris ou jaunâtres et de cargneules ocre (Lias inférieur) accompagnés

de schistes marno-calcaires noirs (Lias moyen). Ces terrains qui surgissent au milieu des dolomies du Jurassique moyen doivent être interprétés comme appartenant à un fragment de noyau anticlinal écrasé.

Le flanc Nord-Est de l'anticlinal de Seille, qui bute contre la zone cénomaniennne, mérite de retenir notre attention. La disposition des assises n'y est pas facile à élucider. Etant donnée l'absence presque complète de plans de couches dans le calcaire compact urgo-aptien, on ne peut généralement pas en déterminer le plongement. Pour établir la direction et l'inclinaison de cette assise, nous avons dû nous baser sur ses contours géologiques.

Commençons notre examen à Lara en nous déplaçant vers l'Est. La zone d'Aptien est tout d'abord assez étroite, il semble que jusqu'à l'Est de Lara elle offre des couches redressées dont l'épaisseur a été diminuée par une action mécanique. En approchant de Gabax et à l'Est de ce hameau, elle s'élargit de plus en plus. Je suppose que l'Aptien est disposé en charnière, c'est-à-dire qu'il est vertical au contact du Cénomanien, mais plonge vers le Nord là où il repose sur le Jurassique moyen. Au Sud-Est de Bardies, la limite entre l'Aptien et le Jurassique moyen révèle un faible plissement secondaire (voir Pl. I).

d ANTICLINAL DE SAINTE-CROIX-DE-GAJAN

Cet anticlinal débute à Bouchou, dans le prolongement de l'anticlinal de Seille, et se poursuit plus ou moins régulièrement jusqu'aux environs de Sainte-Croix-de-Gajan. A l'Ouest de cette localité, il présente de nombreuses complications; étant donné leur importance, il nous paraît pratique de diviser, pour la description, l'anticlinal en question en deux secteurs, Est et Ouest.

Secteur Est.

Dans une grande partie de ce secteur, l'anticlinal est caché sous les alluvions miocènes de Chaumarti, fait qui en complique sensiblement l'étude. *Le noyau de l'anticlinal*, formé de Lias calcaro-dolomitique et schisteux n'affleure qu'à l'Ouest de ces alluvions. Les schistes gris foncés du Lias moyen, accompagnés de marnes schisteuses jaunes, sont bien visibles au-dessous de

Sainte-Croix-de-Gajan et dans le versant oriental du vallon situé à l'Est de ce hameau. A ce dernier endroit, j'ai rencontré aussi des calcaires ferrugineux à Belemnites. Au milieu du Lias schisteux, affleure un peu de Lias inférieur, des calcaires, des cargneules et des brèches dolomitiques. A l'Est des alluvions miocènes, le noyau liasique est caché sous les dolomies noires du Jurassique moyen.

Le flanc Nord de l'anticlinal se présente sous des aspects très divers :

A l'Ouest des alluvions de Chaumarti, son épaisseur est très réduite. Au voisinage de Sainte-Croix-de-Gajan, il comprend du Jurassique moyen et un peu d'Aptien; plus à l'Est, ces deux assises sont complètement écrasées. Quoique à cet endroit le contact entre l'unité du massif de l'Arize et la zone cénomaniennne ne soit pas directement observable, il est tout de même possible de constater que sur une certaine étendue le Lias moyen du noyau doit buter contre le Cénomanien.

A l'Est des alluvions de Chaumarti, ce flanc se compose de Jurassique moyen, suivi vers le Nord d'une mince lame étirée d'Aptien — par place complètement écrasée — et d'un complexe de schistes marno-calcaires albiens. D'après ses caractères lithologiques et ses fossiles, cet « *Albien de Bouchou* », comme nous l'avons vu (page 27), ressemble tellement à l'Albien de Hajole et de Saint-Lizier qu'il n'existe pour moi aucun doute sur son attribution stratigraphique. Par contre sa position tectonique n'est pas évidente, car d'après le plongement, qui est à peu près vertical, et la direction E-W de ses couches, ce complexe pourrait appartenir aussi bien à la zone cénomaniennne qu'au flanc Nord de l'anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan. Dans le voisinage de Bouchou, cette question ne peut être tranchée, car les schistes albiens s'enfoncent vers le Nord sous les cailloutis de Chaumarti et ne montrent donc pas de contact visible avec le Cénomanien; de même, le contact de l'Albien avec la bande étirée d'Aptien, qui l'accompagne au Sud, n'est pas observable. Au Nord de Lara, par contre, j'ai constaté que les calcaires clairs de l'Aptien passent au sommet de l'étage insensiblement à des calcaires marneux noirâtres et à des schistes noirs. Ces sédiments sont de peu d'épaisseur et ne forment qu'une mince bande (voir Pl. I). Cette transition ménagée rappelle tout à fait le passage de l'Aptien à

l'Albien que l'on peut observer dans le synclinal de Hajole. Comme, vers l'Ouest, cette mince bande de couches noires gagne en épaisseur et trouve son prolongement dans l'Albien de Bouchou, il me paraît démontré que *cette dernière assise appartient aux terrains secondaires du massif de l'Arize*. Quant au contact de l'Albien et du Cénomanien, il doit être mécanique, vu la tectonique générale de la région étudiée.

Enfin, *le flanc méridional de l'anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan* comprend du Jurassique moyen, des calcaires aptiens et des schistes albiens très épais. A l'Est, la structure de ce flanc est *régulière* — abstraction faite d'un décrochement insignifiant (voir Pl. I) — tandis qu'à l'Ouest une complication importante apparaît entre l'Aptien et l'Albien; nous allons l'examiner dans le chapitre suivant.

Secteur Ouest.

Deux faits importants sont essentiels pour la tectonique de ce secteur. Premièrement *l'individualisation de l'Albien* qui, à l'Est et au Nord-Est de Gajan, appartenait régulièrement au flanc Sud de l'anticlinal en question; deuxièmement *la rupture de l'anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan*. *Le détachement de l'Albien* débute brusquement au Nord de Gajan et acquiert rapidement une grande importance, car déjà au Sud-Est de Sainte-Croix-de-Gajan, l'Albien coupe par contact mécanique, obliquement, l'Aptien et le Jurassique moyen du flanc Sud de l'anticlinal et entre en contact direct avec le Lias du noyau. Ce fait est très bien observable sur le terrain au voisinage de l'église de Gajan. En suivant la route qui mène de cette église à Chaumarti, on trouve à gauche, après avoir traversé l'Albien, des calcaires aptiens et des dolomies jurassiques. Mais sur le sentier qui, de l'église de Gajan, conduit directement à Sainte-Croix-de-Gajan et passe un peu à l'Ouest de la route, on ne trouve plus que de l'Albien.

C'est au Sud de Sainte-Croix-de-Gajan que commence, d'autre part, *la grande cassure qui divise en deux la partie Ouest de notre anticlinal*. La moitié Nord comprenant le prolongement du flanc Nord de l'anticlinal est composée d'une série redressée allant de l'Aptien au Trias, tandis que *la moitié Sud* est formée principalement de schistes albiens, mais renferme, au voisinage de la cassure *des lambeaux détachés de toute sorte de terrains*.

Ces deux parties ne sont en contact mécanique direct qu'à l'Est; à l'Ouest, elles s'écartent et laissent apparaître une intercalation de Trias.

Examinons tout d'abord *la moitié Nord*. Sa composition est assez simple : au Nord une barre puissante de calcaire aptien, bien visible sur le terrain et accompagnée, au Sud, par une large bande de dolomies du Jurassique moyen. Alors que cette dernière assise occupe sans discontinuité tout le flanc Nord de cette partie de l'anticlinal, la barre de l'Aptien se termine brusquement à Sarrade en butant latéralement contre du Cénomanién. Cette terminaison tranchée est facilement observable sur le terrain. En suivant le chemin de Sainte-Croix-de-Gajan à Sarrade, on voit, à l'Ouest du chemin, le Jurassique moyen bordé, plus au Nord, par des calcaires aptiens; par contre, sur le chemin même, immédiatement au Nord des dolomies jurassiques, on constate des schistes et des brèches fines appartenant au Cénomanién (voir Pl. I).

Au Nord de Sarrade, j'ai indiqué dans ma carte, au milieu du Cénomanién, *un paquet allongé d'Aptien*. Ce n'est pas impossible qu'il s'agisse d'une lentille intercalée dans le Cénomanién, mais il me paraît plus probable que c'est tout simplement *une masse éboulée*.

Au voisinage de Bordes-Vieilles, les dolomies noires du Jurassique moyen sont suivies vers le Sud d'un paquet formé de calcaires gris ou roses et de calcaires vacuolaires jaunes du Lias inférieur. Le Lias moyen, qui devrait se trouver entre les dolomies noires du Jurassique moyen et le Lias inférieur, est écrasé. J'en ai rencontré un dernier reste sous forme d'une lentille de marnes jaunes et de calcaires gris pétris de petites Gryphées.

Passons à l'examen de *la moitié Sud*. Elle est composée d'Albien dans lequel sont inclus des lambeaux d'autres terrains, apparaissant surtout au voisinage de la cassure. Comme le montre ma carte, les schistes et grès de l'Albien font partie du grand complexe d'Albien qui s'étend, sur la rive droite du Salat, entre Saint-Lizier et Roquelaure. J'y ai indiqué pour plusieurs points, le plongement de ses couches; il me faut cependant remarquer que, dans la région de Taurignan-Vieux, la disposition de ce terrain est, en réalité, plus compliquée et irrégulière que ne l'indiquent ces signes de plongement.

Quant aux lambeaux étrangers, emballés dans l'Albien, on peut en distinguer deux sortes; d'une part, des paquets de terrains jurassiques et crétacés, de l'autre, deux complexes formés de roches éruptives d'âge probablement triasique.

Le plus oriental des lambeaux de la première espèce est le paquet allongé de calcaires aptiens qui occupe la crête passant au point 504. Sur la carte géologique détaillée, ces calcaires sont attribués au Lias inférieur, mais, quoique l'aspect de la roche ne soit, par places, pas tout à fait typique, il s'agit certainement d'Aptien, car j'y ai trouvé des Orbitolines et des Miliolidées. Au Sud, ce paquet est entouré d'Albien, au Nord, il bute contre du Jurassique moyen et du Trias; il provient donc évidemment du flanc Sud de l'anticlinal cassé de Sainte-Croix-de-Gajan.

En continuant vers l'Ouest, on rencontre un petit paquet de calcaire aptien situé à l'Est du chemin de Taurignan-Vieux à Bordes-Vieilles; puis, à l'Ouest de Bordes-Vieilles, un complexe formé de dolomies noires, appartenant probablement au Jurassique moyen, et de calcaires liasiques.

Puis au Nord-Est de Roquelaure se montre un lambeau entouré de tous côtés par l'Albien et qui forme le rocher saillant portant la croix de Roquelaure. On y trouve des dolomies noires que je tiens pour du Jurassique moyen, et des calcaires gris clair renfermant des Orbitolines, donc aptiens.

Signalons enfin la présence, au Nord-Ouest de Roquelaure d'un dernier lambeau de très peu d'étendue (je n'ai pas pu l'indiquer dans ma carte) formé de Jurassique moyen et d'Aptien.

En comparant la carte géologique détaillée avec la mienne, on remarquera que M. CAREZ y réunit tous ces lambeaux à l'Ouest de Bordes-Vieilles en une seule masse de Lias inférieur, mais dont les contours ne répondent pas à nos constatations. Une grande partie des terrains que M. CAREZ attribue au Lias inférieur, sont certainement de l'Aptien et probablement du Jurassique moyen; en outre, quoique la région soit par places couverte d'un épais taillis, on peut aisément constater que les schistes albiens entourent séparément les différents affleurements de calcaires et de dolomies.

Passons aux masses de roches d'apparence éruptive, incluses dans l'Albien. L'une de ces masses est assez étendue, mais ses matériaux sont complètement décomposés; l'autre est très res-

treinte, mais renferme des parties où les roches sont encore fraîches. La pétrographie de ces roches a été donnée dans la partie stratigraphique; j'ai montré qu'il s'agit probablement d'une sorte de tuf éruptif (voir page 16). Quoique leur contact avec l'Albien ne soit nulle part bien observable, il me paraît peu probable qu'elles soient d'âge albien, car, dans la région étudiée je n'ai jamais rencontré de roches pareilles dans l'Albien et il me paraît trop osé de les mettre en relation avec l'intrusion des roches filoniennes du Crétacé des Pyrénées orientales. Comme c'est surtout le Trias et peut-être aussi le commencement du Jurassique qui a livré des roches éruptives basiques dans la région des terrains secondaires du massif de l'Arize, il me semble le plus plausible d'attribuer ces tufs au Trias et de les interpréter comme des lambeaux emballés dans l'Albien, supposition qui est appuyée encore par le fait que d'autres terrains triasiques (argiles bariolées, etc.) affleurent tout près de là et que l'Albien, comme nous venons de le voir, renferme dans ces parages d'autres lambeaux étrangers.

Il nous reste encore à examiner le Trias qui affleure à Bordes-Vieilles et à Bernech et qui appartient au noyau de notre anticlinal cassé. Il est composé d'argiles bariolées, de marnes rouges, vertes et jaunes, d'ophites et de roches calcaires jaune-ocre, plus ou moins cristallines. Ces terrains affleurent à plusieurs endroits au voisinage de la route de Roquelaure à Cap-Blanc, en divers points du bord de la route de Roquelaure à Bernech et enfin au voisinage, surtout au Nord-Ouest et au Sud-Est de Bordes-Vieilles. Au bord de la route de Roquelaure à Bernech, j'ai constaté un peu de gypse argileux.

Comme c'est indiqué sur ma carte, le Trias n'est pas seulement en contact avec le Lias inférieur, mais aussi avec les autres terrains secondaires; il a donc une position tectonique très indépendante, dont l'interprétation ne paraît pas difficile. La cassure de l'anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan permettant au Trias de s'évaser, ces matériaux plastiques, mis en mouvement par la pression tectonique, ont émigré le long de cet accident.

c. AFFLEUREMENTS ISOLÉS DU BORD NORD DU MASSIF DE L'ARIZE ENTRE ROQUELAURE ET MERCENAC

A l'Ouest de Roque-laure, jusqu'à Cap-de-la-Lan, les terrains secondaires de l'Arize ne présentent plus un affleurement continu. Ils n'apparaissent plus qu'à quatre endroits, situés dans la bordure de la plaine alluviale du Salat. Ces quatre pointements forment le bord septentrional du massif de l'Arize; leur composition variée indique que, dans ces parages, la structure est aussi compliquée que dans la région de Bordes-Vieilles.

Terrains écrasés de Taurignan-Castet.

A peu près à 300 m. à l'Est de Taurignan-Castet, j'ai rencontré dans une petite carrière, entourée de prés et de champs, *des calcaires complètement broyés* et en grande partie transformés en calcite, de telle sorte qu'on ne peut plus constater à quelle assise ils appartenaient. Par endroits, ces calcaires se trouvent mêlés à des marnes noires probablement albiennes.

Trias et Jurassique moyen de Taurignan-Castet.

Le château en ruines de Taurignan-Castet se trouve sur un rocher, formé de *dolomies noires, brunes et grises* qui me paraissent appartenir au Jurassique moyen, mais elles ne sont pas tout à fait typiques; on peut donc aussi les attribuer au Lias inférieur, comme le fait M. CAREZ. A l'Ouest et à l'Est de ce rocher affleurent des *ophites*, tandis que *les argiles bariolées triasiques* se montrent seulement à l'Est, comme je l'ai constaté à deux endroits. Ces divers affleurements indiquent donc la présence d'un Trias argileux et ophitique renfermant un paquet de dolomies jurassiques.

Albien de Taurignan-Castet

Dans le lit du Salat, immédiatement au Sud des deux affleurements précédents, apparaissent *des schistes et des grès albiens* nettement visibles durant les basses eaux.

Aptien de Mercenac.

Entre Taurignan-Castet et Mercenac on remarque dans l'escarpement entre la route et la plaine du Salat *un affleurement*

allongé de calcaire aptien, tout à fait typique. Sur la feuille Saint-Gaudens de la Carte géologique détaillée, il est indiqué à tort comme Lias inférieur (voir aussi page 25).

f. COMPLEXE DE BONREPAUX

Les terrains secondaires du massif de l'Arize se montrent une dernière fois sur la rive droite du Salat, au Nord de Bonrepaux, et forment là un ensemble bien limité. On y trouve, d'une part, *du Trias gypseux à grandes masses d'ophites*, de l'autre, *de grands lambeaux de calcaires et de dolomies secondaires*. Comme le fait voir ma carte, l'étendue de ce complexe est très considérable, plus considérable que ne l'indique M. CAREZ, surtout au Nord, entre Barbut et Cap-de-la-Lan, où j'ai constaté une grande masse continue de Trias à l'endroit où la Carte géologique détaillée porte des schistes cénomaniens et des ophites.

Commençons l'étude détaillée de ce complexe par l'*examen du Trias qui en forme le bord Nord*.

D'abord, tout à fait à l'Ouest, le Trias est nettement apparent dans deux exploitations de gypse, encore aujourd'hui en pleine activité. La plus ancienne et la plus importante se trouve au Nord-Ouest, l'autre au Nord de Bonrepaux. Dans ces deux exploitations, le gypse est extrait dans des galeries souterraines établies à une faible profondeur. Le gypse est de structure très irrégulière et renferme des lambeaux déchirés de spilite (voir page 16). De l'anhydrite a été rencontré dans une galerie de la grande exploitation. Dans le voisinage de ces deux gisements affleurent à plusieurs endroits des argiles bariolées et des ophites. Plus à l'Est, au Nord de Barbut, les terrains triasiques, représentés par des argiles bariolées, sont de nouveau visibles. Je ne veux pas manquer de signaler ici qu'il existe, au Sud-Ouest de Barbut un petit affleurement de calcaire aptien qui représente probablement une lentille isolée au milieu du Trias. Puis il faut mentionner, à l'Est de Barbut, deux grandes masses d'ophites dont la présence est aisée à constater grâce à l'érosion du ruisseau qui passe à l'Est du Négrat, bien qu'elles se trouvent au milieu d'une forêt broussailleuse. Dans le lit du ruisseau qui traverse ces ophites apparaissent également des argiles bariolées et du gypse. Dans ce ruisseau, du reste, la limite entre le Trias et

la Cénomanién peut être établie à quelques mètres près. Dans le voisinage du hameau de Bouquillos, affleurent, en plusieurs points, des argiles bariolées et des ophites. Dans cette région, à environ 100 m. à l'Ouest de ce hameau, se trouve une ancienne exploitation de magnétite. Mais, comme l'ont montré des recherches récentes, ce gisement est insignifiant.

Enfin, il me reste de signaler, à l'Ouest de Cap-de-la-Lan, un affleurement assez important d'Infralias et de Lias inférieur représenté par des marnes jaunes, des calcaires dolomitiques, des brèches dolomitiques, des calcaires gris et des cargneules (voir aussi 23, pages 50 et 97). Cet affleurement paraît former une écaille détachée, emballée dans du Trias.

Plus au Sud, au milieu des terrains calcaires et dolomitiques du rocher de Bonrepaux, on rencontre une série d'affleurements d'argiles bariolées, situées sur une ligne droite W-E, entre Bonrepaux et le ruisseau qui passe à l'Est du Négrat. Ces pointements me semblent indiquer l'existence d'une bande mince, mais continue de Trias partageant en deux moitiés (Nord et Sud) les grands lambeaux calcaires et dolomitiques dont nous allons aborder la description. Avant d'entrer dans les détails, je tiens à faire remarquer que la carte de l'Etat-Major, bien qu'agrandie au 25.000^e, est tout à fait insuffisante pour un levé détaillé. En outre, une grande partie de ces parages est couverte d'une forêt épaisse qui rend souvent l'exploration géologique presque impossible, de sorte que je n'ai pas réussi à éclaircir d'une manière satisfaisante la tectonique, sans doute très compliquée, de cette région.

Ces réserves faites, examinons d'abord la *moitié Nord du coteau de Bonrepaux*. Sa *partie orientale* est formée de *calcaires gris-clair, certainement d'âge aptien*, car j'y ai observé à plusieurs endroits des Orbitolines, des Miliolidées, des Mélobésiées et des sections de *Toucasia*. L'endroit où ces calcaires peuvent le mieux être étudiés, est une carrière abandonnée, située au Nord-Est de la ferme du Négrat.

La partie occidentale, par contre, comprend des calcaires gris, des calcaires vacuolaires jaunes, des dolomies parfois bréchoïdes grises et des marnes grises et jaunes. Tous ces terrains appartiennent certainement au *Lias inférieur* et, pour une petite part, peut-être aussi au *Lias moyen et supérieur* (voir aussi 23, pages 98 et 191).

Notre moitié Nord se compose donc de deux séries différentes représentant vraisemblablement *deux écailles*, l'une formée de *Lias*, l'autre d'*Aptien*, celle-ci chevauchant la première. J'ai à signaler encore que l'*Aptien* est accompagné, sur son bord Sud-Ouest, d'une mince couche de brèche polygénique albienne du type de la brèche de Bonrepaux-Caumont (voir Pl. I).

La moitié Sud du coteau de Bonrepaux présente une structure encore beaucoup plus complexe. De l'Ouest à l'Est, j'ai rencontré d'abord un *paquet de Lias inférieur* typique, composé de calcaires gris-bleu, clairs, bien-lités; ensuite une *grande masse de dolomies noires*, probablement du Jurassique moyen, formant au-dessus de la route de Bonrepaux à Mercenac une paroi rocheuse visible de loin. A ces couches succèdent vers l'Est : un *petit paquet d'Aptien* typique; une *lame allongée de calcaires gris-bleu*, clairs, bienlités, du *Lias inférieur*; enfin un *deuxième petit affleurement d'Aptien* typique. Les conditions sous lesquelles ces parages se présentent au géologue ne permettent pas de définir avec précision les limites entre les différents terrains, mais je crois pouvoir supposer que ces divers paquets représentent des lames isolées, se chevauchant l'une l'autre.

Ces lames sont suivies, vers le Sud, de *deux paquets assez importants de brèche polygénique albienne du type de Bonrepaux-Caumont* dont les détails ont été donnés dans la partie stratigraphique (page 26). Le *premier paquet de brèche* est situé à la sortie orientale du village de Bonrepaux; il forme la paroi rocheuse qui domine la route de Mercenac. Le *second, de forme très allongée*, s'observe derrière la ferme du Négrat. Le fait que cette brèche se trouve associée à diverses lames tectoniques pourrait facilement faire naître l'idée qu'il s'agit d'une brèche de friction produite par laminage et broyage des terrains environnants. Mais aussi bien la structure microscopique de la brèche que sa position, à Caumont, à la limite de l'*Aptien* et de l'*Albien* exclut cette interprétation (voir page 25). (Quant à la position tectonique de la brèche de Bonrepaux, voir aussi le chapitre h, qui traite la géologie probable de la vallée du Salat au Sud de Bonrepaux). Au Nord de Bonrepaux, une mince lame appartenant à la même brèche, se trouve au milieu du Trias (voir Pl. I).

Le complexe de Bonrepaux, que nous venons d'examiner en détail, représente une formation tectonique très singulière, mais

non pas nouvelle pour nous, car ce curieux mélange de Trias et d'écaillés de toute sorte de calcaires et de dolomies n'est que la répétition sur une très grande échelle de ce que nous avons déjà constaté dans la région de Bordes-Vieilles et de Taurignan-Castet.

Comme nous l'avons vu, l'anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan, assez régulier dans sa partie orientale, présente une cassure à partir de son milieu. Cet accident a fait apparaître subitement le Trias qui ne semble pas exister dans le noyau des anticlinaux réguliers de Bergerat et de Seille. De Bordes-Vieilles vers l'Ouest, le Trias s'individualise et se montre de plus en plus à la surface, en outre le morcellement des couches de calcaires et dolomies augmente considérablement. *Ce phénomène tectonique s'explique par le fait que nous nous approchons de l'extrémité occidentale du massif de l'Arize.* C'est, en effet, à l'Ouest de Bonrepaux que cette unité tectonique se termine en biseau entre la zone céno-manienne et les terrains secondaires du massif de Milhas et a, par conséquent, subi le plus fortement les effets de la compression.

g. L'ALBIEN ENTRE CAUMONT ET PRAT

Sur la rive gauche du Salat, entre Caumont et Prat, l'Albien occupe une surface très étendue. Malheureusement des parties importantes de ce grand complexe sont couvertes d'une forêt épaisse et ne présentent aucun affleurement, de sorte qu'il ne me fut pas possible d'élucider complètement la structure de cette masse. D'après mes observations, les schistes albiens sont, en général, inclinés plus ou moins fortement vers le Sud-Ouest; ainsi, entre le rocher de Caumont et les ophites au Sud-Est de Prat, l'Albien semble former une série très puissante plus ou moins isoclinale. Mais il ne me paraît cependant pas vraisemblable qu'il s'agisse d'une seule série normale; faute d'observations, j'ai renoncé à indiquer dans mes coupes (voir Pl. II) les plissements ou chevauchements qui doivent s'être produits au sein de ces schistes.

Il me reste à ajouter quelques mots sur la crête rocheuse située à l'WNW de Caumont qui limite cette région albienne vers le Nord. La partie Sud et tout le sommet de cette crête, dirigée ESE-WNW, est formée d'une barre de calcaire aptien. La paroi septentrionale du rocher qui longe la route nationale fait appa-

raître, en revanche, des dolomies noires du Jurassique moyen. Le plongement de ces couches et de celles de l'Aptien n'est pas déterminable. Les schistes albiens, par contre, qui surmontent l'Aptien au Sud, montrent, à l'Ouest, un plongement d'environ 40° vers le Sud; dans la partie Est, cette inclinaison augmente jusqu'à 68° et 83° .

Le fait le plus intéressant que montrent ces parages, est l'existence, entre les calcaires clairs de l'Aptien et les schistes noirs de l'Albien, d'une brèche polygénique tout à fait semblable à celle que nous avons constatée à Bonrepaux et au Négrat, car cela nous prouve nettement que ces formations sont des brèches sédimentaires et non pas des brèches de friction (voir aussi dans la partie stratigraphique, page 25).

h. LA GÉOLOGIE DU SOUS-SOL DE LA VALLÉE DU SALAT ENTRE TAURIGNAN CASTET ET LACAVE

Un coup d'œil sur la carte géologique (Pl. I) fait voir qu'entre Saint-Girons et Prat les alluvions récentes du Salat couvrent une surface assez étendue et cachent une grande partie du bord Nord des terrains secondaires du massif de l'Arize. Ils empêchent ainsi l'exploration géologique d'une région qui, d'après ce que nous venons de voir à Taurignan-Vieux et à Bonrepaux, doit être certainement d'une structure compliquée.

L'affleurement isolé d'ophites, au bord du Salat, en face de Cap-de-la-Lan, montre que le Trias de Bonrepaux doit se poursuivre encore vers l'Est. Nous n'avons pas les moindres indications de son prolongement vers l'Ouest. Par contre, on voit bien sur la carte, mais encore mieux sur le terrain, que l'Aptien occupant la crête de Caumont se prolonge dans la colline de Bonrepaux. Ce fait est de grande importance, car nous avons déjà vu que des rapports stratigraphiques intéressants (brèches de Bonrepaux-Caumont) relient intimement ces deux éminences. Dans ces circonstances, il n'est pas impossible que l'Albien transgressif du rocher de Caumont se retrouve immédiatement au Sud de la brèche de Bonrepaux et du Négrat.



5. TERRAINS SECONDAIRES DE LA COUVERTURE DU MASSIF DE MILHAS

L'unité tectonique du massif de Milhas pénètre à peine dans l'angle Sud-Ouest de la région étudiée. Comme on voit dans ma carte (Pl. I), ce n'est qu'une série simple, redressée, allant du Jurassique moyen à l'Albien. Ayant donné déjà dans la partie stratigraphique de ce travail une description de la composition de cette série, il ne me reste que d'en indiquer en quelques mots la situation tectonique.

Dans *la vallée de Francazal*, qui offre une belle coupe de toute la série, la position des couches est plus ou moins verticale. A l'Ouest de cette vallée, les assises sont moins redressées. Elles plongent d'environ 75° au Nord-Est. A l'Est de *Francazal*, par contre, la série est déversée au Nord; au Sud de Prat, on peut constater que l'inclinaison de l'Albien se fait nettement au Sud-Ouest. Sur la route de Cazavet, j'ai mesuré, par exemple, un pendage d'à peu près 77° au Sud-Ouest. A la limite Sud de la région étudiée, la série se continue régulièrement dans la direction de Cazavet.

Vers le Nord-Ouest, par contre, c'est-à-dire *vers Castagnède*, cette série semble se terminer d'une façon anormale en raison d'un accident tectonique sur lequel je ne puis donner des indications précises, ne l'ayant pas étudié en détail. J'ai observé cependant qu'à environ 1 km. à l'Ouest de Lacave, la couche supérieure des calcaires gris-clair de l'Aptien se termine nettement en biseau entre les calcaires noirs de l'Albien et les calcaires marneux noirs de l'Aptien.

Trias de Prat.

Le contact du massif de Milhas avec les terrains secondaires de l'Arize est jalonné de *plusieurs affleurements de Trias représenté par des ophites accompagnées de traces d'argiles bariolées et de gypse*. J'ai pu distinguer les trois complexes suivants dont deux seulement sont marqués sur la carte géologique de M. CAREZ :

Les ophites du château de Prat. — C'est une masse allongée

dont la moitié orientale occupe la colline escarpée du château de Prat. A l'Ouest de cette colline, du côté de la route nationale, les ophites sont exploitées comme graviers dans une grande carrière.

Les ophites au Sud-Est de Prat. — La colline se trouvant au Sud-Est de Prat est occupée par des ophites. Au pied de son versant Sud-Ouest, j'ai constaté des traces d'argiles bariolées.

Les ophites du point 480. — La colline du point 480, situé à 2 km. 1/2 au Sud-Est de Prat, est une grande masse allongée d'ophites. De bons affleurements d'argiles bariolées et de gypse se voient à l'extrémité Sud-Est de cette masse. C'est surtout dans la tranchée du chemin qui conduit au ruisseau passant au Nord-Est du point 480, que le Trias est le mieux visible. Au bord du chemin se voit une exploitation abandonnée de gypse. Le long du bord Sud-Ouest des ophites, je n'ai relevé que des traces insignifiantes d'argiles bariolées.



6. LES TROIS PRINCIPAUX CONTACTS ANORMAUX

Il me reste à consacrer encore quelques mots aux contacts anormaux qui limitent les quatre unités tectoniques de la région étudiées. Comme ces trois plans de rupture ne sont nulle part coupés par des vallées profondes et ne traversent non plus des montagnes élevées, *il est impossible de faire des observations directes sur leur inclinaison ou de tirer de leur intersection avec la surface des conclusions nettes*. L'interprétation que nous en donnerons restera donc toujours plus ou moins hypothétique, bien qu'elle se base sur un examen minutieux de tout ce qu'on peut observer sur le terrain.

A mon avis, *l'inclinaison de ces surfaces doit être forte*; elles ne sont pas plus ou moins horizontales, comme l'a supposé M. Léon BERTRAND. Il ne s'agit non plus de simples failles, comme le croyaient les anciens géologues pyrénéens, car ces contacts mettent en présence des unités tectoniques tout à fait différentes quant à leur composition stratigraphique. Il faut donc supposer qu'ils répondent à *des plans de charriage très redressés*.

Dans les coupes qu'offre la planche III j'ai donné une synthèse

de la structure générale de ma région d'étude. Toutefois, j'insiste sur le fait que ce n'est pas une interprétation définitive, mais seulement *un premier essai*. Ces coupes dépassent quelque peu mon champ d'exploration pour les compléter, je me suis servi des deux coupes suivantes : (7) Pl. V, fig. 9, et (9) fasc. III, Pl. XV, coupe n° 7.

a. LE CONTACT ANORMAL ENTRE LES PETITES PYRÉNÉES ET LA ZONE CÉNOMANIENNE

Je suppose que le plan de ce contact anormal se rapproche de la verticale et plonge vers le Sud. Cette supposition est fondée sur les faits suivants :

Tout d'abord, comme on voit à la Planche I, le contact anormal se présente sur la carte comme une ligne sinueuse, mais n'offrant pas d'inflexions brusque. Aux endroits où la trace du contact traverse des collines ou des vallons, *son intersection avec la surface du sol ne témoigne pas d'une faible inclinaison ou même de l'horizontalité*. En un point seulement, au NNE de Betchat, il est probable que le contact du Trias de Betchat et du Primaire est faiblement incliné. Mais cela tient au fait que le Primaire s'est avancé vers le Nord dans l'échancrure du Trias de Betchat ; c'est donc un cas tout à fait spécial qui ne permet pas de tirer des conclusions sur l'inclinaison générale du contact anormal.

Ensuite, *les terrains qui se trouvent au Nord et au Sud du contact sont disposés en zones allongées, parallèles à cet accident, et montrent, pour la plupart, un plongement très fort vers le Sud*. En comparant les coupes de M. Léon BERTRAND (7, Pl. V) aux miennes (Pl. II), on constate, çà et là, *des différences sensibles dans la valeur du plongement*. Si nous essayons de reporter dans les coupes publiées par cet auteur les inclinaisons que nous avons observées et d'opérer ce transfert sans modifier le plan de charriage, nous nous heurtons à de sérieuses difficultés qui nous obligent à supposer : ou bien que le plongement mesuré par nous à la surface n'est que d'une importance secondaire et locale ou bien que le contact anormal coupe toutes les couches obliquement. Mais ces difficultés disparaissent si nous changeons l'inclinaison du plan de contact lui-même.

J'abandonne ainsi l'idée d'un charriage du Cénomalien et du Primaire sur les Petites Pyrénées et je suppose l'existence, aussi

dans la région de Camarade, d'un plan fortement incliné au Sud (voir coupe 2, Pl. II). Le long du grand demi-cercle que décrit, dans cette dernière région, la limite extérieure de la zone cénomaniennne, les terrains des Petites Pyrénées ont un plongement très accusé. Il faut donner aux couches du Cénomanienn une position analogue. En considérant attentivement mes coupes, on voit qu'un contact autre que très abrupt est exclu. Il faut donc supposer que les assises-du Crétacé supérieur qui manquent à Camarade (les marnes bleues, le grès d'Alet, les marnes grises et rouges et le Danien) ne sont pas recouvertes par la zone cénomaniennne charriée, mais ont été complètement écrasées comme nous l'avons dessiné dans la coupe mentionnée plus haut.

Enfin, il me faut signaler *les sondages qu'on a exécutés dans le Trias de Salies-du-Salat et de Lafitte*. Les résultats qui y ont été obtenus sont tout à fait conformes à notre interprétation, car ces deux sondages n'ont pas révélé la présence d'un plan de contact mécanique peu incliné, mais ont montré que le Trias se continue verticalement jusqu'à une très grande profondeur.

Il me paraît utile d'ajouter ici quelques mots sur *les autres complexes de Trias* qui se trouvent coïncés entre les Petites Pyrénées et la zone cénomaniennne ou pris dans le Cénomanienn Nord. Comme nous supposons, pour l'accident en question, une inclinaison très forte, il nous faut admettre que ces complexes s'allongent dans un sens à peu près vertical et que les plus grands d'entre eux ont en profondeur un prolongement très étendu. En outre, il est vraisemblable que les petites lentilles de Trias ont été prises dans la masse environnante des schistes et entraînées passivement vers le haut, le long du plan de contact principal, tandis que pour les grandes masses de matériaux plastiques, salifères et gypsifères, comme le Trias de Salies-du-Salat, de Betchat et de Lafitte, il faut supposer plutôt une migration active.

La composition des Petites Pyrénées diffère tellement de celle de la zone cénomaniennne que ces deux unités ne peuvent s'être trouvées côte à côte au moment où leurs éléments se sont constitués. Toutefois, les terrains que je désigne comme Cénomanienn Nord se sont déposés entre le Cénomanienn Sud et les Petites Pyrénées, mais sont loin de représenter la transition continue d'une série à l'autre. Je crois qu'il doit avoir existé une zone intermédiaire qui a disparu. Doit-on supposer qu'elle se trouve

aujourd'hui à une très grande profondeur sous le bord Nord de la zone cénomaniennne ? L'exploration géologique des Pyrénées n'est pas encore suffisamment avancée pour qu'on puisse donner une réponse satisfaisante à cette question. En rapport avec ce problème se pose aussi la question de *la provenance des masses triasiques du contact anormal*. Il me paraît évident que le Trias ne provient pas du sous-sol du Cénomanien Sud, car, à Betchat, nous avons constaté que le Trias s'enfonce sous le Primaire sur lequel le Cénomanien Sud est transgressif. Le Trias doit donc venir ou bien du Nord, c'est-à-dire du sous-sol des Petites Pyrénées, ou bien de cette ancienne zone intermédiaire qui se trouvait entre les Petites Pyrénées et la zone cénomaniennne.

**b. LE CONTACT ANORMAL ENTRE LA ZONE CÉNOMANIENNE
ET LES TERRAINS SECONDAIRES DE LA COUVERTURE
DU MASSIF DE L'ARIZE**

J'ai étudié ce contact de Montesquieu-Avantès à l'extrémité occidentale du massif de l'Arize.

Je n'ai pu relever nulle part sur le terrain l'inclinaison du plan de cet accident. Mais plusieurs raisons me portent à supposer que ce plan de rupture n'est pas, comme l'a dessiné M. Léon BERTRAND sur ses coupes structurales des Pyrénées ariégeoises (7, Pl. V), presque horizontal, mais *fortement incliné au Sud* (au moins au voisinage de la surface).

Avant tout il faut noter que *l'inclinaison des schistes cénomaniens qui entrent en contact avec les terrains secondaires de l'Arize* (« nappe A ») est loin d'être faible. Le long du contact en question, des pendages plus ou moins verticaux s'observent partout, sauf à deux endroits (au voisinage de Cabos — à 5 km. à l'Est de Montesquieu-Avantès — où le plongement est faible vers le Sud, et au Nord de Taurignan-Castet, où j'ai trouvé une faible inclinaison au Nord). Pour les autres détails je renvoie aux planches I et II.

Quant au *plongement des terrains secondaires du massif de l'Arize*, il est souvent très difficile, sinon impossible de s'en faire une idée exacte. Dans le Trias argilo-gypseux et bouleversé de Bonrepaux, on ne peut observer en aucun point l'inclinaison des

couches. La série Nord de l'anticlinal cassé de Sainte-Croix-de-Gajan paraît être très redressé ou même faiblement déversé au Nord. La disposition de l'Aptien entre Lara et Montesquieu-Avantès a déjà été examinée plus haut (voir page 98.); l'Aptien paraît plus ou moins vertical.

Enfin *la trace superficielle de cet accident* n'est pas si régulière que celle du plan de contact précédent. A deux reprises, au moins, les terrains secondaires du massif de l'Arize font ingression dans la zone cénomaniennne; c'est le cas du *Trias de Bonrepaux* et des couches du *flanc Nord de l'anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan*. Mais, comme je l'ai constaté sur le terrain, ces deux protubérances ne sont pas dues à un phénomène d'intersection; elles n'indiquent pas en tout cas une faible inclinaison du plan mécanique. Autour de ces caps le Cénomanien est vertical ou plonge fortement vers le Nord. Quant au Trias de Bonrepaux, je crois qu'il se continue, comme les autres complexes de même âge, jusqu'à une grande profondeur. Je tiens donc ces deux protubérances pour *des parties plutôt engagées dans la zone cénomaniennne que charriées par dessus*.

Le contact anormal en question fait une limite nette entre la zone cénomaniennne et les terrains secondaires du massif de l'Arize, et paraît être d'une grande amplitude. Notons toutefois que, d'après les recherches de MM. CASTÉRAS et RAMIÈRE DE FORTANIER (11 et 15), l'importance de cet accident diminue vers l'Est. Dans la région de Cadarcet, ce contact anormal s'efface complètement; le Cénomanien cesse de constituer une masse à part et ne représente plus que le terme le plus élevé de la série des terrains secondaires du massif de l'Arize.

**c. LE CONTACT ANORMAL METTANT EN PRÉSENCE, D'UN COTÉ,
LES TERRAINS SECONDAIRES DE LA COUVERTURE DU MASSIF
DE MILHAS, DE L'AUTRE, LES TERRAINS SECONDAIRES
DE LA COUVERTURE DU MASSIF DE L'ARIZE ET LA ZONE CÉNOMANIENNE**

L'Albien du massif de Milhas se trouve, jusqu'à Prat, en contact anormal avec l'Albien de l'extrémité du massif de l'Arize, puis, à partir de Lacave, avec la zone cénomaniennne. D'abord, quant au contact anormal entre le massif de l'Arize et le massif

de Milhas, son plan me paraît être, à en juger d'après l'inclinaison des terrains albiens qui longent cet accident, fortement incliné au Sud-Ouest. Dans le contact sont intercalées trois lentilles de Trias ophitique. Dans la région étudiée, il est impossible d'observer, sur le terrain, duquel de ces massifs ce Trias provient. D'après les contours que M. CAREZ donne sur la feuille Bagnères-de-Luchon du prolongement oriental de l'accident en question, on peut estimer que ce Trias provient vraisemblablement du massif de Milhas.

Le contact anormal qu'offre l'Albien du massif de Milhas avec la zone cénomaniennne semble être vertical à Lacave et fortement incliné au Sud entre le Salat et l'Arbas.

Dans un travail récent (14), M. CASTÉRAS a étudié, entre Soueix et Montgauch, le prolongement Est de l'accident en question. Il naît dans le synclinal de terrains secondaires qui sépare le massif de l'Arize du massif de Castillon, à 7 km. seulement de la région étudiée. J'avoue ne pas saisir clairement comment ont pu se former sur une si courte distance des faciès aussi différents (surtout dans l'Aptien) que ceux que j'ai constatés dans ma région de part et d'autre de la ligne tectonique en question. A ce point de vue, il serait bon d'examiner la composition que présentent ces séries, au Sud et au Nord du contact anormal, dans la région du Tuc de Junède.

CONCLUSIONS

Malgré mes efforts, il ne me fut pas possible d'élucider la géologie de cette région pyrénéenne d'une manière aussi complète que j'aurais voulu. Bien des problèmes restent posés; ils ne pourront être résolus que lorsque nous connaîtrons d'une manière plus parfaite encore la géologie des Pyrénées.

Une carte géologique vraiment précise et détaillée ne pourra être levée que sur la base de la nouvelle carte de l'Etat-Major au 50.000^e, en courbes de niveau.

Malgré cela, j'ose espérer que les présentes recherches n'ont pas été inutiles. Grâce aux travaux de LEYMERIE, ROUSSEL, CAREZ et d'autres géologues, la stratigraphie et la paléontologie de la région en question étaient déjà bien étudiées; j'ai donc pu me consacrer avant tout à l'étude des problèmes tectoniques.

STRATIGRAPHIE

Trias. — *Les ophites* sont incluses dans le Trias ou tout au moins accompagnées d'autres roches triasiques; je peux donc confirmer l'opinion, déjà émise par certains auteurs, que *les vraies ophites sont d'âge triasique*.

Surtout dans les affleurements de Trias se trouvant au bord Nord de la zone cénomaniennne, on rencontre assez fréquemment *des roches calcaires, cristallines, friables, renfermant de la brucite*.

En outre, dans les mêmes complexes de Trias, existent des *roches granitiques* qui ne sont pas des intrusions, mais *des lentilles étrangères arrachées au sous-sol*.

En ce qui concerne le Crétacé inférieur, j'ai constaté *une importante différence de faciès* entre les terrains de la couverture sédimentaire du massif de l'Arize et ceux du massif de Milhas.

Albien. — Dans l'unité tectonique du massif de l'Arize, j'ai observé, dans la crête de Caumont et dans le rocher de Bonrepaux, *une brèche polygénique grossière*, qui doit être interprétée comme brèche sédimentaire se trouvant à la base de l'Albien.

Cénomanién. — Dans le Cénomanién, on peut distinguer deux faciès: Le *Cénomanién Nord*, bande de marnes schisteuses, gris-clair ou rougeâtres et verdâtres, située au Nord des massifs primaires, et le *Cénomanién Sud*, large zone de schistes marneux gris-foncé, riches en intercalations de conglomérats grossiers et située au Sud de ces massifs. Le Cénomanién Sud est transgressif en discordance soit sur le Primaire de Betchat-Bagert, soit sur l'Aptien des écaillés de Baup; il présente, à sa base, une brèche grossière dont les matériaux sont empruntés au substratum. La stratigraphie du Cénomanién Sud nous oblige à supposer que *d'importants mouvements orogéniques se sont produits à la fin de l'Albien et au commencement du Cénomanién.*

Sénonien. — Dans les Petites Pyrénées, au Sud-Ouest de Bedeille, j'ai récolté, à la base des marnes bleues, *une faune de rudistes appartenant à l'étage campanien.*

TECTONIQUE

En ce qui concerne *la structure des Petites Pyrénées*, je puis confirmer qu'il s'agit en général de plissements simples. Toutefois, dans la région de Tourtouse, j'ai constaté quelques complications.

Les Petites Pyrénées sont limitées au Sud par un contact anormal dont le plan est fortement incliné vers le Sud.

Cet accident est accompagné d'un grand nombre de **complexes de Trias**. Ce sont en partie des lentilles disposées plus ou moins verticalement qui se trouvent soit coincées au contact des Petites Pyrénées et de la zone cénomaniénne, soit prises dans le Cénomanién Nord, ou bien des grands nids de matériaux argileux, gypseux et salifères qui se sont concentrés en divers points et ont monté le long du plan du contact anormal mentionné plus haut. Un complexe de Trias — le Trias de Betchat — s'est même extravasé dans la série méridionale des Petites Pyrénées.

La **zone cénomaniénne** peut être divisée en *trois parties*: la zone du Cénomanién Nord, les massifs primaires et les écaillés de Baup, enfin la zone du Cénomanién Sud.

La première zone (*Cénomanién Nord*) forme une longue bande occupant une position plus ou moins indépendante.

La *deuxième zone* comprend *les trois massifs allongés de terrains paléozoïques*, de Betchat-Bagert, de Contrazy-Camarade et de Gausseran. Entre les deux premiers massifs, s'intercale la *région des écaïlles de Baup*, complexe formé d'un grand nombre d'écaïlles de terrains secondaires et paléozoïques.

La troisième zone (*Cénomanien Sud*) est transgressive sur le Primaire de Betchat-Bagert, mais séparée de celle de Contrazy-Camarade et de Gausseran par des contacts mécaniques. Sa structure se montre compliquée. Sa limite méridionale est un contact anormal, fortement incliné vers le Sud.

Les terrains secondaires de la couverture du massif de l'Arize présentent des plis raides, comprimés ou cassés. Vers l'Ouest, le long du bord septentrional de cette unité tectonique, leur structure devient tout à fait irrégulière et compliquée.

La couverture sédimentaire du massif de Milbas ne se trouve représentée dans la région étudiée que par une série simple redressée.

Les massifs de l'Arize et de Milhas sont séparés l'un de l'autre par un contact anormal plongeant fortement au Sud-Ouest.

Curriculum vitae.

Ich, RUDOLF BUXTORF, von Basel, wurde am 13. September 1903 in Basel geboren, als Sohn des Fritz Buxtorf, Kaufmann, von Basel und der Lina geb. Schilling, von Basel. Ich durchlief in Basel die Primarschule und das Untere und Obere Gymnasium und bestand im Frühjahr 1922 die Maturitätsprüfung. Hierauf immatrikulierte ich mich an der Universität Basel und studierte zuerst allgemein Naturwissenschaften und Mathematik. Im Sommer 1925 bestand ich das Mittellehrerexamen in den Fächern Mathematik, Botanik-Zoologie und Geographie. Das Wintersemester 1925/26 und das Sommersemester 1926 verbrachte ich an der Universität Toulouse und widmete mich unter der Leitung von Herrn Prof. CHARLES JACOB (damals Vorsteher des dortigen geologischen Institutes, jetzt Professor der Geologie an der Universität Paris) ausschliesslich geologischen Studien. Im Sommer 1926 begann ich auf Anregung von Prof. JACOB hin die vorliegende Arbeit. Vom Winter 1926 an war ich wieder in Basel immatrikuliert, verbrachte jedoch den Sommer und Herbst 1927 zur Fortsetzung und Beendigung der Feldarbeiten zu meiner Dissertation in Südfrankreich.

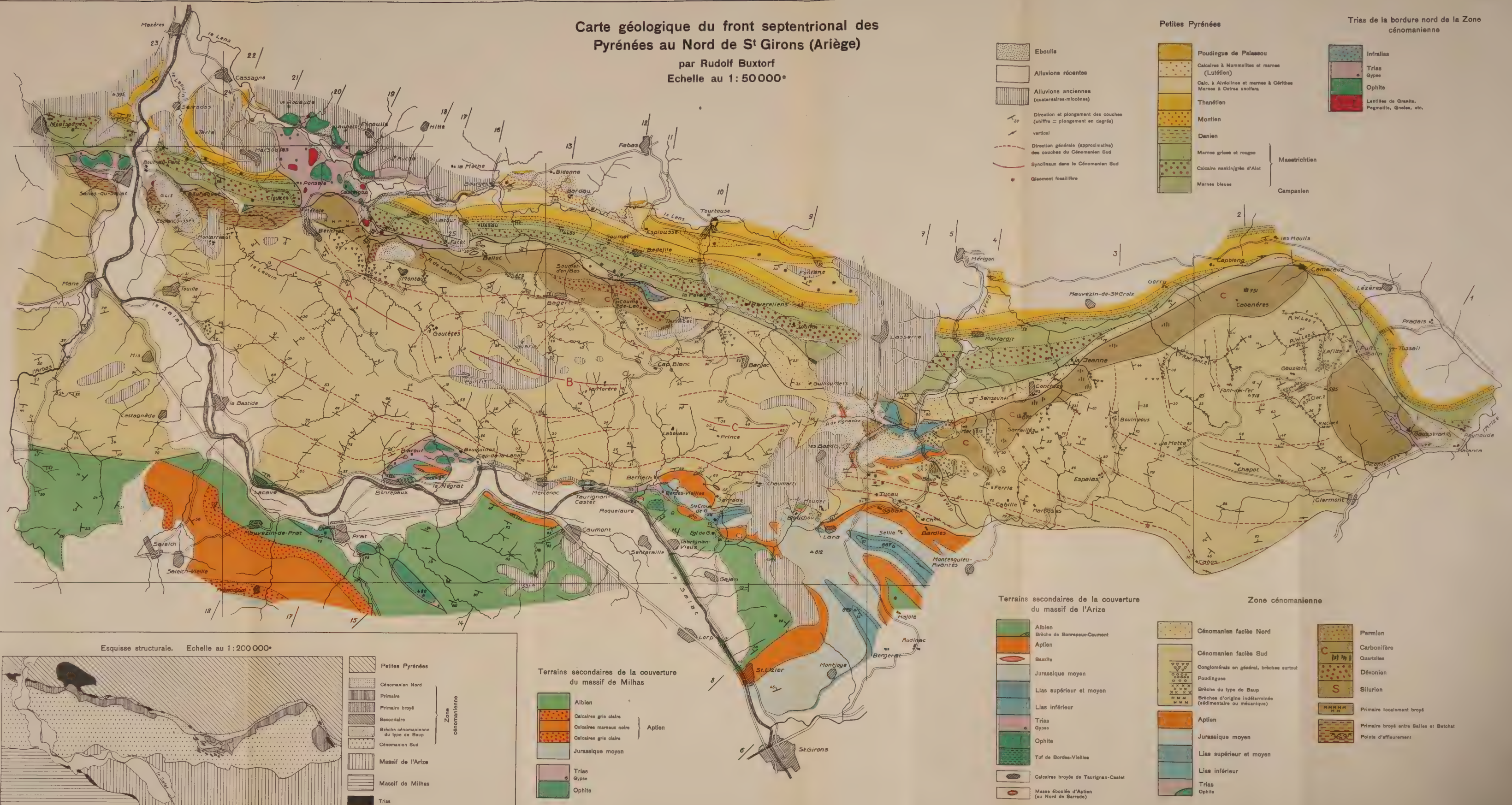
Während meiner Studienzeit besuchte ich die Vorlesungen und Übungen folgender Herren:

in *Basel*: A. Buxtorf, J. Cadisch, F. Fichter, R. Flatt, P. Häberlin, A. Hagenbach, H. Hassinger, W. Hotz, P. Merian, H. Mohrmann, H. Preiswerk, M. Reinhard, H. Rupe, G. Senn, O. Spiess, W. Vischer, E. Witschi, F. Zschokke;

in *Toulouse*: Ch. Jacob, A. Duffour.

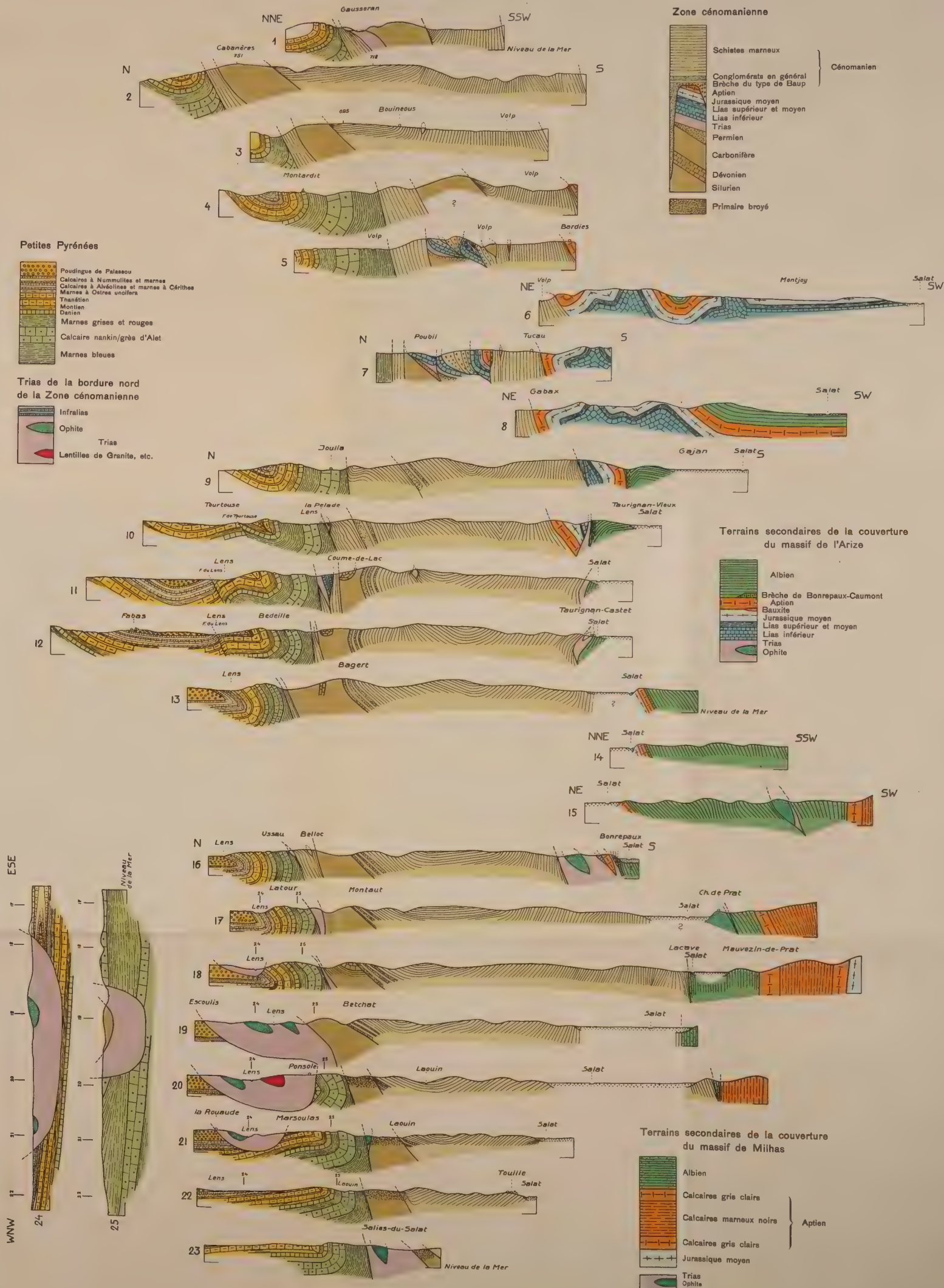
Carte géologique du front septentrional des Pyrénées au Nord de St Giron (Ariège)

par Rudolf Buxtorf
Echelle au 1:50 000°



Coupes géologiques à travers le front septentrional des Pyrénées au Nord de St Giron (Ariège)

par Rudolf Buxtorf
Echelle au 1:50 000*



Essai de coupes structurales du front septentrional des Pyrénées

par Rudolf Buxtorf
Echelle au 1 : 100 000^e

